U. D. C. 55(05)

地質調査所月報

第 10 巻　第 2 號

目　次

報　文

坂本　亨，今井　功，水野篤行，角　靖夫，井上正昭：
富山積成盆地南縁部の新生界……1

三梨　昂，安国　昇，品田芳二郎：千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序　―養老川・小櫃川流域地質調査報告　―……9

大山　桂：千葉県養老川・小櫃川地区の化石群……25

佐々木　実：福岡県筑豊炭田田川地域における火成岩の熱影響による炭質変化について……29

本島公司，牧野登喜男，牧　真一：北海道石狩炭田夕張地区炭田ガス予察報告……37

陶山淳治，小林　創，高木慎一郎：静岡県清越鉱山電気探鉱調査報告……49

陶山淳治，杉山光佑：高知県下川鉱山電気探鉱調査報告（第1報）……61

斉藤正雄，渡辺芳次：北海道上川郡湯の沢鉱山水銀鉱床調査報告……67

概　報

藤井紀之：長崎県大村粘土鉱床概査報告……73

斉藤正雄：北海道川上郡跡佐登鉱山硫黄鉱床調査報告……79

資　料

花崗岩の熔融条件について

地化資
受
34. 5. 4
付
技術研究所

工業技術院地質調査所

昭和34年2月

報　　文

551.78 (521.42/.43)

富山積成盆地南縁部の新生界

坂本　亨*　今井　功*　水野　篤行*　角　靖夫**　井上　正昭***

Cenozoic Strata in the Southern Part of the Toyama Sedimentary Basin

by

Tōru Sakamoto, Isao Imai, Atsuyuki Mizuno,

Yasuo Sumi & Masaaki Inoue

Abstract

In this paper, the writers give a revision for the Cenozoic stratigraphy of this area. The Cenozoic strata are divided into the Hokuriku group (Miocene～Pliocene) and the Toyama group (Pleistocene～Recent). The former consists of marine clastic sediments underlain by pyroclastic rocks. The latter mainly consists of terrestrial gravel beds. The Hokuriku group was formed under the influence of the tilting movement towards the north with an axis of ENE-WSW trend. On the other hand, the Toyama group was formed under the influence of upheaval and subsidence caused alternatively with an axis of NEN-SWS trend. The plains at the present correspond to the subsidence area, and the hilly lands correspond to the upheaval area. The conversion of the characteristics of the tectonic movements seems to have taken place after the deposition of the uppermost part of the Hokuriku group.

要　旨

1955～1957 年度にわたる富山－金沢地域の図幅調査の結果を整理し，富山積成盆地南縁部の新生界の大層序区分および構造発達史を総括した。太美山層群は富山積成盆地に対し，基盤としての性格をもつもので，新第三系とみるべき証拠はない。北陸層群（中新世―鮮新世）は，下位から檜原・岩稲・医王山・八尾・音川・氷見・塩生の諸累層を含み，東北東―西南西方向を軸とした南上りの傾動運動下に積成した。富山層群（洪積世―沖積世）は，呉羽山礫層および新旧の扇状地礫層・沖積層などを一括したもので，北北東―南南西方向の軸による波曲的な隆起・沈降運動の影響下に積成した。

1. まえがき

北陸積成区の東端を占める富山積成盆地は，日本の新生代地史の研究上，模式的なフィールドの一つとして知られており，こんにちまで多数の研究者によつて多くの重要な業績があげられてきた。私達は，この地域を対象とする図幅調査を，1955 年度以降進めてきた。1957 年度までに調査を完了した図幅は次のものである。

城端図幅	1955	井上・水野	五百石図幅	1956～57	坂本
八尾 〃	1955～56	坂本	魚津 〃	1957	角
金沢 〃	1956	今井	三日市 〃	1957	角
石動 〃	1956	井上・角			

現在までの進捗状況は，まだ富山積成盆地の全体的な発達史を追求するにはあまりにも不充分である。しかし，こゝではいままでの調査資料を一応整理し，おもに五百石・八尾・城端・金沢図幅の地域を対象として，富山積成盆地南縁部の新生界の大層序区分，構造発達史などについての，私達の統一的な見解を組立ててみた。多くの方々から御叱正を受け，さらに完全を期することができれば，私達のもつとも幸とするところである。

野外調査にあたつて数々の有益な御教示を頂いた金沢大学紺野義夫，富山大学藤井昭二その他の各氏に，この機会に厚く感謝する。なお本稿は地団研東京支部３月例会（1958年３月22日地質調査所において開催）における

*　地質部
**　北海道支所
***　元所員

講演内容を整理したものである。

富山県南部・石川県中部地域に分布する確実な新生界を，下位の北陸層群と上位の富山層群とに2大分する。このほかに，不確実なものとして時代未詳の太美山層群がある。

2. 太美山層群について

太美山層群は，いままで中新世初期 (F_1) の地層といわれてきた[3)5)6)]が，化石が産出しないので[註1)]，はつきりした時代はわからない。層序的には，手取層群より新しく，北陸層群より古いとしかいえない。しかし分布[註2)]・構造[註3)]などの諸点からみれば，太美山層群は北陸層群に対して基盤としての性格をもつており，これを富山積成盆地の形成以前のものとみなすことが妥当である。太美山層群は，最近では，東北地方のいわゆる〝下部緑色凝灰岩〟などに対比されることが多い。しかしながら，太美山層群の性格を検討するにあたつては，むしろ東濃—飛騨地域に広大な面積を占める石英斑岩などの白堊紀後期の酸性火山活動との関連性を考慮することが必要であろう。

3. 層序区分上の修正点（第1表参照）

(1) こゝで新たに提起する北陸層群とは，楡原から塡生にいたる諸累層を含むもので，いままでの八尾層群に氷見層群の全部，および呉羽山層群の一部を合せたものに等しい。したがつて池辺[2)]，池辺・中世古[4)]の加越累層群とこの北陸層群との相違点は，呉羽山層群の一部（こゝで呉羽山礫層としたもの）を含むか含まないかということになるが，その層序的，構造的な諸点の解釈については，かなりの違いがある。

第1表 いままでの層序区分との比較

いままでの標準層序区分（富山南部）		新らしい標準層序区分	
加越累層群以後の諸岩層		富山層群	現扇状地礫層・沖積層
			旧扇状地礫層
加越累層群	呉羽山層群		呉羽山礫層
	氷見層群	北陸層群	塡生累層
	八尾層群 音川累層		氷見累層
	八尾層群 東別所累層		音川累層
	八尾層群 黒瀬谷累層		八尾累層
	八尾層群 岩稲累層		岩稲累層
	八尾層群 楡原累層		楡原累層
太美山層群		太美山層群	

第1表に示したような各累層を，一括して北陸層群と呼んだのは，一つの積成盆地の発展の全過程の産物を一つの層群として一括することが望ましい。少なくとも富山の場合には，そうした方が全体的な地史を理解しやすいと考えたからである。

(2) 楡原・岩稲・医王山の各累層については，いままでととくに変わつた点はない。

(3) こゝで八尾累層と呼んだものは，いままでの黒瀬谷累層と東別所累層とを合せたものである。両者を一括したのは，その間に地史的意義をもつたような，明瞭な岩相遷移面が認められないからである。いままで両者の

註1) かつて富山県東部の魚津市片貝川沿岸の太美山層群中（黒谷ネバダイトの最上部）から *Chlamys arakawai* (Nomura) の産出することが報告され[15)]，本層群を下部中新統とする唯一の化石上の証拠となつてきた。しかし，最近筆者らのうち，角・坂本が現地を検討した結果では，*C. arakawai* の産出層は，太美山層群中の一部ではなく，むしろこの地域での北陸層群の基底礫岩層とみなした方が妥当なものであるという結論に達した。この化石産出層は，ほとんど下位の太美山層群のネバダイトの大小雑然とした淘汰の悪い亜円礫～角礫のみからなる単生的な礫岩であり，礫間の基質も同様にネバダイトの分解物を主としている。貝化石はこの礫岩中の小部分に貝殻破片となつて集中しているものである。

なお以上の問題については，富山大学藤井昭二氏から御教示を受け，かつ化石産出地点へ案内して頂いた。こゝに深甚の謝意を表する次第である。

註2) 北陸層群は，下位の飛騨変成岩・花崗岩類・手取層群・太美山層群のいずれをも一様に覆つて分布している。したがつて太美山層群の積成以後，北陸層群の積成開始までの間には，かなり大きな削剝間隙の存在することが期待される。

註3) 手取層群と太美山層群とが相接して分布している地域（富山県東部地域）では，手取層群中に太美山層群の小断片が断層に沿つて挟み込まれたり，逆に太美山層群中に手取層群の小断片が挟み込まれて分布したりしている。一方，太美山層群と北陸層群との間にはこのような構造関係は認められない。この点からいえば，太美山層群は，北陸層群よりはむしろ手取層群との間に構造的な親近性を有するということができる。

なお上記のような構造関係は，手取層群と飛騨変成岩や花崗岩類との間にも認められる。また太美山層群の模式地である富山県南西部の山地において，太美山層群およびそれと関連した諸岩体は，ほゞ南北の方向性をもつて配列している。この点東西ないし東北東—西南西の方向性を示す北陸層群とは，構造的にかなり大きく異なつている。

境として用いられてきた山田中凝灰岩層は，有能な火砕質鍵層ではあるが，岩相と斜交し，岩相区分の単位である「累層」の境とするには不適当である。

こゝで〝八尾累層〟と呼んだ地層は，今村[7]の八尾統，池辺[1]の八尾層群，同じく池辺[2]の八尾亜層群などとほぼ等しい内容のものである。たゞし槇山[9]の八尾統は，本稿での檜原・岩稲・八尾の3累層を合せたものにあたる。

(4) 音川累層は，本来は，富山県の中部丘陵で規定されたものであり，この地域では下位の八尾累層とは明白な不整合関係にある。この不整合は，富山平野南東隅でも認められるが，西礪波以西では消失する。本稿では，西礪波地域の蔵原砂岩層，金沢地域の下荒屋凝灰岩層を中部丘陵の音川累層基底部に対比し，両者とその上位の高窪泥岩層とを含めたものをも音川累層として扱つた。

(5) こゝで氷見累層と呼んだ地層は，いままで氷見層群と呼ばれてきたものにほゞ等しい。氷見累層の基底は金沢南東部では下位層と明白な不整合関係にあるが，その北方では下位層と見掛け上整合関係にあり，所によつて軽微な侵食の可能性があるにすぎない。また，いままでその基底に不整合があるといわれてきた氷見地方では，最近のなだうらグループの調査の結果[8]によると，下位層とは整合・漸移の関係にあることが明らかとなつた。以上のような基底の性格ならびに全般的な積成状態，構造などから判断して，こゝでは〝氷見〟を層群としてではなく，累層の単位において扱い，かつ，北陸層群のうちに一括した。なお，富山県地質図説明書[13]において，氷見層群と呼んだもののうちには，下記の埴生累層までが含められている。

(6) こゝで埴生累層としたものは，いままで呉羽山層群として，一括されていたものの一部――石動附近の埴生互層，金沢附近の卯辰山層および医王山西方の二俣礫層――からなつている。層序・構造上の諸点から，呉羽山層群を解体し，その一部を埴生累層として北陸層群の最上部に編入した。埴生累層の基底には，金沢南東部では不整合があるが，石動附近での関係は不詳である。構造的には，石動断層帯，二俣断層帯，森本撓曲などにおいて，下位の諸累層と同様に変形している。

(7) こゝで新たに富山層群と呼んだものは，呉羽山礫層・新旧の開析扇状地礫層・現扇状地礫層ならびに沖積層などからなつている。多くは扇状地性の粗大な礫層を主体としたものである。富山平野・礪波平野・金沢平野およびその周辺に分布する。呉羽山礫層・開析扇状地礫層の分布は，富山平野東方の立山山脈山麓部に著しく，なかでもその北部では，典型的な開析扇状地礫層が何段にもわたつて発達しており，その最高点は海抜 450m 以上に達している。

富山層群をとくに北陸層群と区別して，〝層群〟の単位において扱つたのは，こゝにおいて地層の積成に関連した構造運動の性格が，大きく転換したとみなすことができるからである。

以上の各層についての記載的なことがらは，第2表に示した。

4. 各層の積成と構造運動との関係

北陸層群は，東北東―西南西方向を軸とする南上りの傾動運動の影響下に積成した。このことは次の諸点から推論できる。

4.1 八尾累層基底の性格

八尾累層の下部には，東部の樫ノ木附近と，西部の室牧川筋とに，おもに安山岩礫からなる厚い礫岩層が発達している。この礫岩層の発達する部分では，八尾累層は下位の岩稲累層と不整合関係にあり，その不整合による岩稲累層上部の削剝量は，南へ行くほど大きくなる。またこの東西2つの礫岩層の間に挟まれた地域では，*Vicarya*, *Telescopium*, *Geloina* などの沼沢地性貝化石を多産している[10][11]。この礫岩層の基底の不整合の消失する各点ならびに上記の沼沢地性貝化石の産出層の南縁を連ねた線（第1図の Y―Y′）は，ほゞ一直線となり，東北東―西南西方向を示す。以上のことから，八尾累層基底の整合および不整合が，Y―Y′を軸とした南上りの傾動運動の結果として形成されたものであることが推論される。

一方，八尾累層中部・下部の積成当時に南上りの傾動運動の存在したことは，すでに津田[14]によつて地層の積成状態，礫岩を構成する礫の種類の変化，化石群の混交状態などの諸点から指摘されているところである。

4.2 音川累層基底の性格

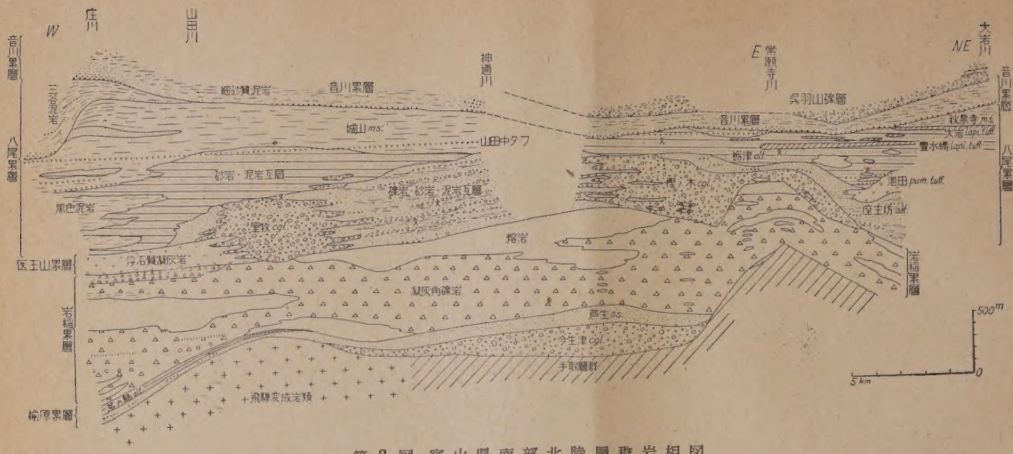
音川累層の基底の不整合は富山県南東部で著しく，北方および西方において消失する。この不整合の消失する点を結んだ線（第1図の O―O′）は，東北東―西南西の方向性を示し，かつこの線から南へ離れるに従つて，不整合による八尾累層上部の欠損量は大きくなる。またこの線の延長から南にはずれた金沢南東部でも，音川累層の基底には不整合の疑（無積成または欠損）がある。以上のことは音川累層基底の不整合が，O―O′を軸とした南上りの傾動運動によつて形成されたことを示す。この傾動運動の傾動角の近似値としては，4～5° という値が算出される。

また，音川累層の基底礫岩の発達状況をみても，東礪波丘陵西縁部にチャート礫を主材とする細礫岩層が発達

第2表　富山積成盆地南縁部の新生界

時代	標準層序		層厚	おもな岩相	下位層との関係	おもな化石	火山活動	基本的な構造運動
現世	富山層群	沖積層 現扇状地礫層	100 ＋	花崗岩類の礫を主とする　粗大な扇状地性礫層		植物破片		波曲的運動 北北東－南南西方向の軸による隆起・沈降を主とした起伏の増大（現在の地形の大勢を作る）
更新世		旧扇状地礫層	100 ＋			〃　魚津・四方の埋没林	立山・戸室山などの噴出	
		呉羽山礫層	200 ＋	石英斑岩・花崗岩・安山岩・手取層群の砂岩などの礫からなる	北陸層群を不整合に覆う	〃		
鮮新世	北陸層群	埴生累層	250 ±	金沢で卯辰山層：下部は礫岩・砂岩，上部は砂岩・泥岩互層 西礪波で埴生互層：砂岩・泥岩互層	金沢南部で不整合，医王山累層まで覆う　西礪波では明白な岩相遷移面あるも関係不詳	亜炭など	酸性凝灰岩を主とする	傾動的運動 東北東－西南西方向を軸とした南側の隆起，北側の沈降（飛騨山地と富山地域との差別運動）
中新世後期		氷見累層	max. 300	上部は全体として細粒砂層，下部は金沢東部～南西部で中～細粒砂層　金沢北東方ではシルト層化石は下部に多い	金沢南東部で不整合，八尾累層上部まで覆う その他の地域では整合	大桑フォーナ		
		音川累層	max. 600	主部は無層理，単調な青灰色泥岩，東部で細砂質　基底部は薄い礫岩層，化石多い　礪波平野の東西ではやゝ厚い砂礫岩となる	富山平野南東隅で著しい不整合 北および西へ弱くなり，整合となる	主部：泥帯性貝化石 基底部：音川フォーナ	安山岩質凝灰岩 凝灰角礫岩	
中新世中期		八尾累層 上部	max. 700	シルト岩を主とする　ときに珪質 東礪波丘陵西縁では含細礫泥岩	整合	泥帯性貝化石	酸性凝灰岩	
		八尾累層 中部	700～1,000	おもに砂岩・泥岩互層，凝灰岩層多い 東礪波丘陵西縁では黒色泥岩	整合	八尾フォーナ		
		八尾累層 下部		神通川東方と室牧川筋とに厚い礫岩層　その中間は礫岩・砂岩・泥岩互層からなり沼沢地性貝化石を多産　庄川筋は黒色泥岩を主とする　（富山南部によく発達）	礫岩の発達する所で下位の岩稲累層を削剝，その他では整合		小規模な安山岩質凝灰角礫岩・熔岩	
		医王山累層	max. 1,000	中・上部は浮石質凝灰角礫岩を主とするが最上部で陸源砕屑岩と互層　下部は石英安山岩・流紋岩の熔岩を主とする　（西部地域にのみ発達）	整合，西礪波では漸移，金沢南方では基底に礫岩発達　八尾累層中・下部と同時異相	未発見	酸性凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩	
		岩稲累層	1,000 ±	安山岩質の凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩を主とする　八尾南方では熔結凝灰岩層を挟む　庄川筋では陸源砕屑物の混入多し	檜原累層に整合に重なる　東部・南部では基盤を直接覆う	最上部で八尾フォーナの種類を産す	東部：安山岩質 西部：玄武岩質	
		檜原累層	max. 400	神通川筋で最厚，礫岩を主とす礫には石英斑岩が多い　山田川以西では砂岩がち，礫は花崗岩・片麻岩・赤色珪岩など	不整合　花崗岩・変成岩・手取層群・太美山層群を一様に覆う	未発見	なし	
?	太美山層群		?	西部：下部にリソイダイト，上部にネバダイトの熔岩・凝灰角礫岩 東部：下から玄武岩・安山岩・リソイダイト・ネバダイト	模式地では関係不詳　富山県東部の一部では不整合に手取層群を覆う	〃	酸性火山活動	

第１図　富山積成盆地南部地質概略図



第 2 図 富山県南部北陸層群岩相図

するのを除いては，八尾累層上部の欠損量の大きい神通川附近および常願寺川附近でもつとも厚く，それから遠ざかるにしたがつて，きわめて貧弱となる。また，神通川・常願寺川附近では，基底礫岩の上位にも，粗粒な岩相が引続いて発達している。

4.3 八尾・音川累層の層厚

金沢附近では，八尾累層上部と音川累層とを合せた層厚は，南に薄く北に厚い傾向がある。第3図において，地層の厚い部分は北方へ張り出した地域（背斜部），薄い部分は南方へ引込んだ地域（向斜部）にあたつている。

4.4 氷見累層の分布・岩相

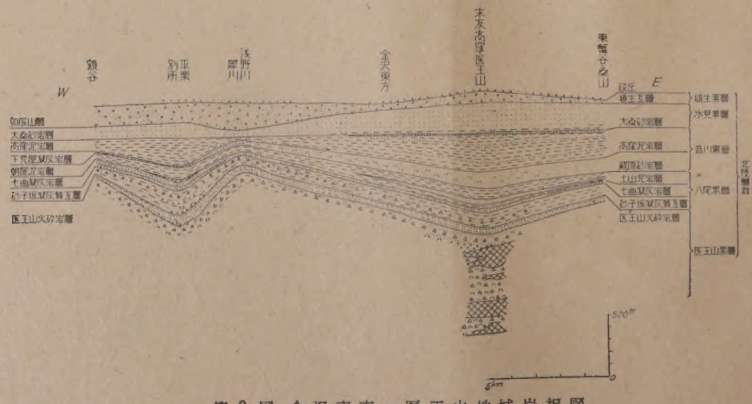
氷見累層の分布の南限は，一部の例外を除いて，おゝよそ東北東—西南西の方向性を示す。この線から南にはずれた金沢の南東部では，その基底は不整合となつている。分布の主部では氷見累層の下部はシルトを主とし，上部が砂層となつているのに，この不整合のある地域およびその前面では，下部，上部を通じて砂層を主としている。

4.5 構造運動の性格の転換

以上の諸事実から，少なくとも**北陸層群中上部の積成期における基本的な構造運動は，東北東—西南西方向を軸とした南上りの傾動運動であつた**と推論することができる。このような傾向の構造運動が，北陸層群下部の積成当時に，すでに存在していたかどうかについては，現在のところ確証はない。

一方地質図にもみられるように，上記の東北東—西南西という方向が，手取層群・花崗岩類などの基盤を切つて並走する断層群の方向性と，かなりよく一致していることは，盆地の生成と基盤の運動との関連性という点で興味深い。

以上に述べた傾動運動は，さらに広い地域をみた場合には，飛騨山地内部に岩稲累層相当層がほとんど水平に分布していること，能登半島基部に基盤の飛騨変成岩類がかなり広く露出していることなどからいつて，飛騨山地の隆起と，富山地域の沈降という差別的な昇降運動の境目における現象とみなすべきものであろう。



第 3 図 金沢南方－医王山地域岩相図

第 3 表

1. 八尾フォーナ (八尾累層, 下部・中部に産出)

Acila submirabilis Makiyama	
Anadara kakehataensis Hatai et Nisiyama	l.
Anadara kurosedaniensis Hatai et Nisiyama	l.
Anadara ogawai Makiyama	m.
Chlamys nisataiensis Otuka	m.
Aequipecten yanagawaensis Nomura et Zinbo	m.
Venericardia siogamensis Nomura	m.
Geloina stachi Oyama	l.
Geloina yamanei Oyama	l.
Lucinisca k-hataii Otuka	
Dosinia nomurai Otuka	
Dosinia nagaii Otuka	
Venerupis siratoriensis (Otuka)	
Pitar itoi Makiyama	
Panope japonica A. Adams	
Caryocorbula nisataiensis (Otuka)	
Protrotella yuantaniensis Makiyama	l.
Protrotella sp.	m.
Littorinopsis miodelicatula Oyama	l.
Turritella kadonosawaensis tsudai Ida	m.
Turritella kadonosawaensis yoshidai Kotaka	m.
Cerithidea miofluviatilis Oyama	l.
Vicarya yokoyamai Takeyama	
Vicaryella notoensis Masuda	
Telescopium nipponicum Oyama	l.
Batillaria yamanarii Makiyama	l.
Miogypsina kotoi Hanzawa	m.
Operculina complanata d'Orbigny	m.

l : 下部に多いもの　m : 中部に多いもの

2. 八尾累層上部の化石

Portlandia thraciaeformis (Storer)
Palliolum sp.
Propeamussium transnipponica Mochizuki
Lucinoma sp.
ウニ

3. 音川フォーナ (音川累層基底部に産出)

Anadara amicula (Yokoyama)
Glycymeris matsumoriensis Nomura et Hatai
Patinopecten yessoensis (Jay)
Patinopecten tokyoensis (Tokunaga)
Lyropecten kagamianus (Yokoyama)
Mercenaria chitaniana (Yokoyama)
Dosinia nomurai Otuka
Dosinia ettyuensis Hatai et Nisiyama
Dosinia kaneharai Yokoyama
Spisula sachalienensis (Schrenck)
Mya cuneiformis Böhm
Panope japonica A. Adams
Peronidia jonensis Hatai et Nisiyama
Thracia hitosaoensis Nomura

Coraeophos nakamurai (Kuroda)
Crepidula navia Yokoyama
Neptunea nomurai Otuka

4. 音川累層主部の化石

Conchocele bisecta Conrad
Turritella oyasio Ida
Linthia nipponica Yoshiwara

5. 大桑フォーナ (氷見累層に産出)

Anadara amicula (Yokoyama)
Nuculana pernula sadoensis (Yokoyama)
Glycymeris yessoensis (Sowerby)
Patinopecten tokyoensis (Tokunaga)
Patinopecten kurosawaensis (Yokoyama)
Venericardia ferruginea Clessin
Fulvia mutica (Reeve)
Clinocardium ciliatum (Fabricius)
Pseudoamiantis tauyensis (Yokoyama)
Mercenaria stimpsoni (Gould)
Dosinia japonia (Reeve)
Peronidia venulosa (Schrenck)

Turritella saishuensis Yokoyama
Antiplanes contraria (Yokoyama)

富山層群は，北北東—南南西方向を軸とした波曲的な隆起，沈降運動の影響下に積成した。現在の平野がその沈降域に，山地・丘陵地がその上昇域にあたつている。このことは，富山層群各層の分布・構造など——例えば呉羽山礫層は平野の周辺に分布し，平野の中心に向かつて10°内外の傾斜で傾いている註4)——から推論される。現在の水準測量や重力探査の結果などでは，この方向性のみが顕著に認められる。また，富山層群各層の岩相からみて，この時期以後に全般的な地形の起伏が増大化したことがうかがわれる。

各構造単元をスケールの点からみれば，立山山地，能登半島の隆起域，富山湾の沈降域を一次的なもの，富山平野・礪波平野の沈降域，富山中部丘陵の隆起域などを一次的な沈降域中に生じた二次的なものとみなすことができる。

北陸層群・富山層群の積成に，基本的な影響を与えた構造運動は，以上のように構造運動の方向性，構造運動の単元の大きさなどの諸点において，かなり異なつたものである。また，それに伴なつて岩相も異なつてきている。北陸層群・富山層群という大層序区分は，このような造構的背景をも考慮に入れたものである。

堉生累層は，石動断層帯・二俣断層帯・森本撓曲などにおいて，下位の諸累層とまつたく同様な構造を示している。この点から，東北東—西南西方向の構造運動から北北東—南南西方向の構造運動への構造性の転換を堉生累層積成以後とみなし，かつ堉生累層を北陸層群の最上位においた。

呉羽山丘陵では，註4で述べたように背斜構造に呉羽山礫層も参加しており，褶曲運動が呉羽山礫層の積成中またはそれより後に起つたことを示している。この点では，地域によつて（または各構造単元の大きさによつて），北北東—南南西の構造性の発現に，時間的なズレがあることが予想される。

5. 今後の検討を要する問題

(1) 北陸層群下部の積成期における構造運動。この点は檢原累層の分布の南限を追跡することによつて，ある程度確かめることができよう。

(2) 礪波平野を挟んで，それ以東の地域と以西の地域とでは，岩相・地層の厚さの点でかなりの差異が認められる。このような差異をもたらした構造運動と，上記の基本的な運動との関係の検討。

(3) 富山積成盆地中央部・北部の構造発達史を読みとること。それとこの南縁部とを合せて，富山積成盆地の全体的な地史を組み立てることができる。

（昭和30～32年調査）

文 献

1) 池辺 展生：富山県西部の第三紀層の研究，地団研会誌，Vol. 2, No. 1, 1948

2) 池辺 展生：富山県西部及石川県東部の第三紀層，地学，No. 1, p. 14～26, 1949

3) 池辺 展生：高清水山地の地質，自然と社会，No. 5, 6, p. 12～16, 1950

4) 池辺 展生・中世古幸次郎：富山積成盆地の層序の再検討，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, p. 360, 1955

5) 池辺 展生・松本 隆：Green tuffの層序・火成活動及び鉱床生成の関連，北陸地方，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, p. 312, 1955

6) 池辺 展生・松本 隆：北陸の新生代火山活動史と太美山層群の意義について，地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, p. 387, 1956

7) 今村 外治：神通川流域の地質について，富山博物同好会誌，No. 3, p. 6～16, 1937

8) 紀野 義夫外9名：富山県灘浦地方の新第三系の層序，地質学雑誌，Vol. 63, No. 738, p. 167～181, 1957

9) 槇山 次郎：石川・富山県下の第三紀層概観，地球，Vol. 14, No. 3, p. 161～174, 1930

10) 大山 桂：生物群から見た八尾層群の堆積環境と地質時代，商工省地下資源調査所速報，No. 48, 1948

11) 大山 桂：Studies of Fossil Molluscan Biocoenosis, No. 1, 地質調査所報告，No. 132, 1950

12) 立石 哲夫：富山県西富山附近地震探鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 1, No. 4, p. 78～80, 1950

13) 富山県：富山県地質図説明書，1957

14) 津田 禾粒：富山県八尾町附近の地質，新潟大理研報，Vol. 1, No. 2, p. 1～32, 1953

15) 弘原海 清外6名：富山盆地東縁部の新生界，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, p. 380, 1955

註4) 富山市西郊の呉羽山丘陵において，呉羽山礫層は富山平野に背面を向けて，北西方へ10°内外の傾斜を示している。このことは，一見，本礫層が平野の中心へ向かつて傾いているという上記の記述と矛盾しているようにみえる。しかしながら，地震探査の結果[12]などによれば，呉羽山丘陵東方の沖積層下には，一背斜軸の潜在が認められており，現在，呉羽山丘陵として地表に現われているのは，その背斜の西翼だけであつて，富山平野の中央へ向かつて傾いた東翼の部分は，削剝されたか，または，沖積層下に潜在しているものとみなすことができる。したがつて，呉羽山丘陵附近における呉羽山礫層の分布・構造は，上記の記述と矛盾しない。

551.7 (521.29)

千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序

——養老川・小櫃川流域地質調査報告——

三梨 昂* 安国 昇** 品田 芳二郎**

Stratigraphical Section of the Kazusa Group along the Shores of the Rivers Yōrō and Obitsu

by

Takashi Mitsunashi, Noboru Yasukuni & Yoshijirō Shinada

Abstract

This paper deals with the stratigraphical sections of the Kazusa group (Pliocene and later) along the shores of the rivers Yōrō and Obitsu in the central part of the Bōsō peninsula, Central Japan.

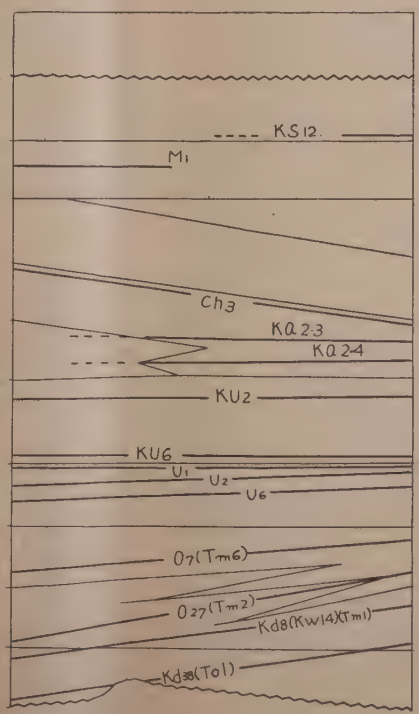
Twelve formations have been recognized in the Kazusa group from the base, the Kurotaki tuffaceous sandstone to the top, the Kasamori muddy sand, underlying the Kongōchi sand.

The Kurotaki tuffaceous sandstone lies over the Toyooka subgroup, and judging from the observation of key bed, the uppermost part of the Toyooka subgroup is recognized just under the Kurotaki unconformity along the river Obitsu, but it had not been preserved along the river Yōrō, therefore the contact part of Toyooka subgroup with unconformity is presumed to be somewhat stratigraphically lower on the Yōrō area than Obitsu area.

The correlation of this group along both rivers is shown by formation and pyroclastic key beds as follows.

Table 1

Obitsu River Section		Yōrō River Section	
Kongōchi sand & gravel	10 m+	Kongōchi sand & gravel	10 m+
Kasamori muddy sand	60 m	Kasamori muddy sand	130 m
Mandano sand & gravel	35 m	Mandano sand & gravel	38 m
Chōnan alternation of sand & mud	65 m	Kasamori muddy sand	20 m
Kakinokidai sandy mud	105 m	Chōnan alternation of sand & mud	76 m
Ichijiku sand & gravel	200 m	Kakinokidai sandy mud	76 m
Kokumoto alternation of sand & sandy mud	350 m±	Kokumoto alternation of sand & sandy mud	320 m
Umegase alternation of sand & mud	455 m	Umegase alternation of sand & mud	525 m
Otadai alternation of sand & mud	190 m	Otadai alternation of sand & mud	540 m
Takamizo mudstone	115 m	Kiwada mudstone	665 m
Kurotaki tuffaceous sandstone	35 m	Kurotaki tuffaceous sandstone	280 m



Toyooka subgroup

* 北海道支所
** 元所員

要 旨

房総半島で，上総層群内のおもな累層が典型的に発達しているのは，養老川・小櫃川流域であるが，こゝにみられる地層の細部について，とくに火砕鍵層を注視し，1/100 地質柱状図を作成した。その結果をこゝに記載する。

また，層序の記載では，これら柱状図に示した各層と，火砕鍵層によつて対比した隣接地での各地層名との関係をつけ加えた。

なお，調査ならびに執筆の担当は，ほゞ次のようである。

黒滝層——国本層：三梨・安国

柿ノ木台層——笠森層：品田

1. まえがき

房総半島の更新世・鮮新世の地層は，厚く，かつ比較的連続して発達しているところから，年代論・対比論の対象として知られているところであるが，さらに最近では，堆積学的な方向に研究が進められようとしている。

われわれは，上部新第三系中に賦存する型の天然ガス鉱床の調査方法の研究対象として，房総半島中部を選び調査を行なつてきた。この地域の調査はその一環である。

本調査後行なわれた調査結果を併せると，夷隅川—房総西岸間での国本層以下の地層については，火砕鍵層により地層をいくつかの堆積期間（項時）に区切つて，地層の質的，量的な比較を進めるための基礎的な作業はほとんど完了したものと思われる。

この報告には，今後公表される諸報文，およびガス田図幅等のための予備的な基礎資料としたいところから，冗長をおそれつつも，全柱状図を掲げた。

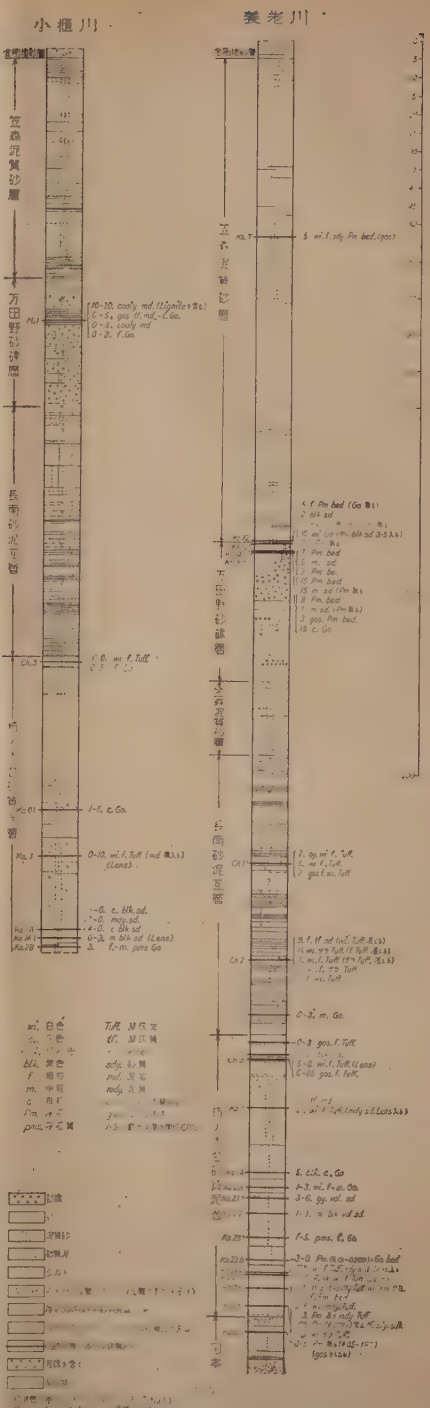
この資料が，ガスの開発のための，また層位学的な，あるいは今後行なわれる堆積学的な研究の一助ともなれば，幸である。

2. 調査地附近の地質構造および層序の概要

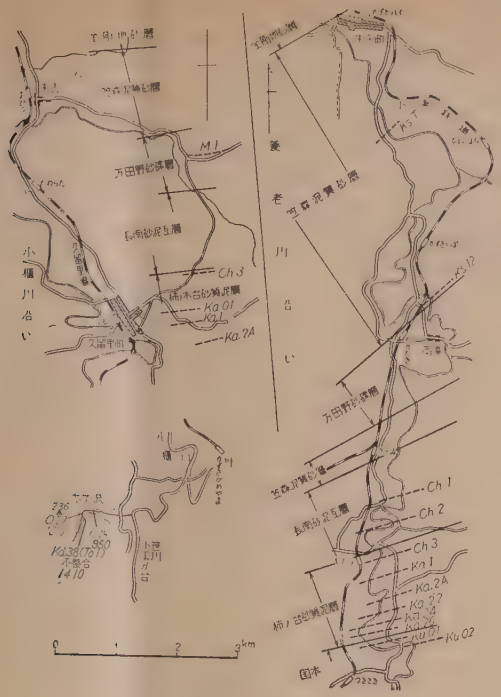
房総半島中北部では，東西の一般走向をもつて褶曲する佐久間層群および豊岡亜層群の上位に，黒滝不整合を境として，上総層群がほゞ東西の走向で北方に傾斜している。

この地域では，黒滝不整合の下位（層厚 100～200 m）の部位が，最も傾斜が急であり（局所的には逆転），順次上位，北方に緩く，黒滝不整合附近で 45～30°，国本層で 7～8°，笠森層で 5～6° を示している。

養老川・小櫃川は，これらの地層を，ほゞ傾斜方向に切つて北流する。

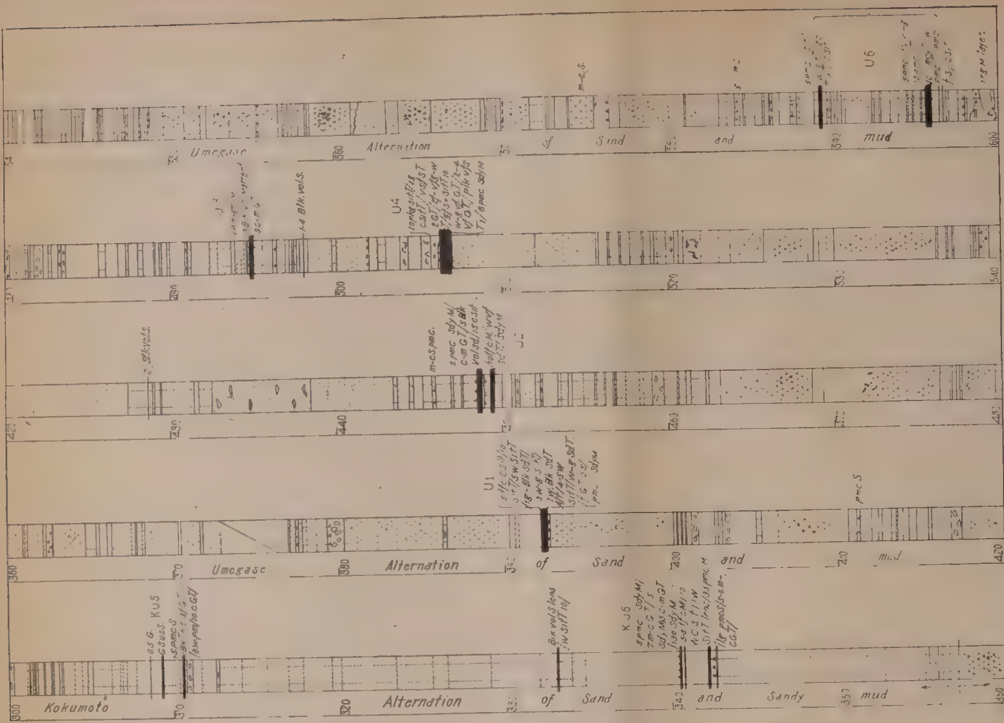


第 1 図 養老川・小櫃川の上総層群の層序

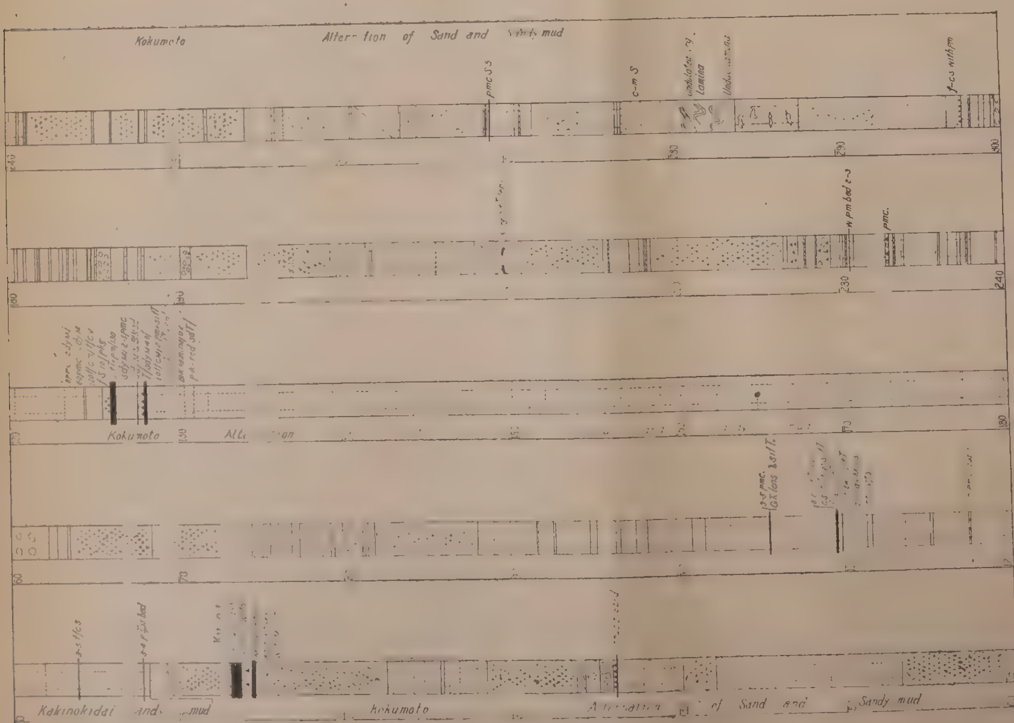


第　2　図

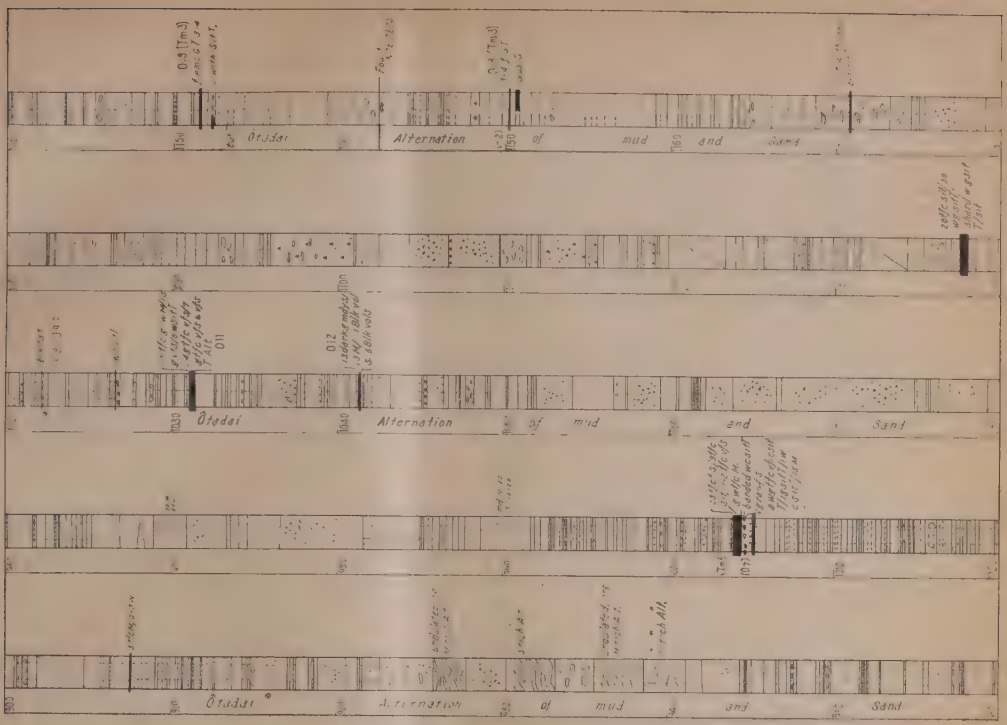
第　3　図


Umegase
Alternation
of
Sand
and
mud
U4
U6
U1
Umegase Alternation of Sand and mud
Kokumoto
Alternation of Sand and Sandy mud
KU5
KU6

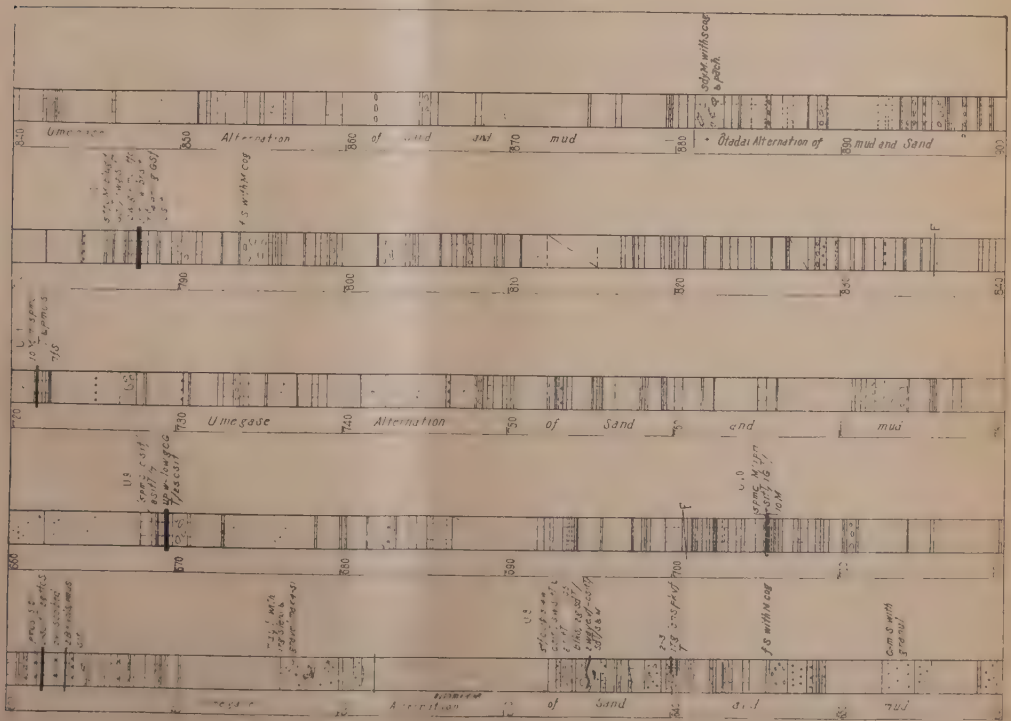
第 4 図 b


Kokumoto
Alternation of Sand and Sandy mud
Kokumoto
Kakinokidai and mud
Kokumoto
Alternation of Sand and Sandy mud

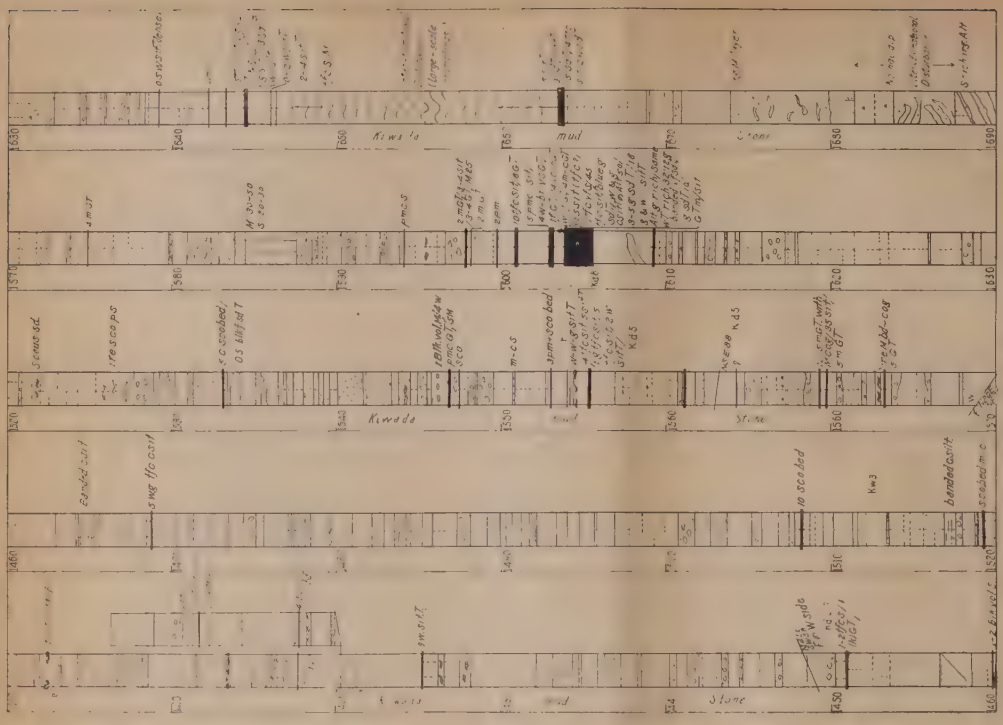
第 4 図 a


Ôtadai
Alternation
of
mud
and
Sand

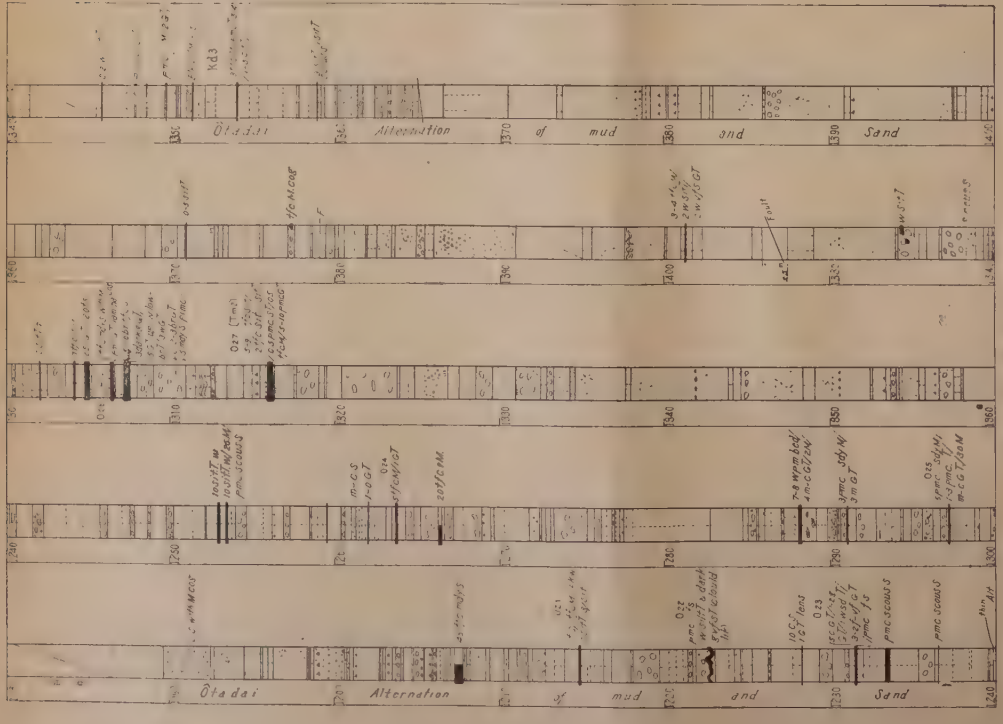
第4図d


Ôtadai Alternation of mud and Sand
Umegase
Alternation
of
Sand
and
mud

第4図c



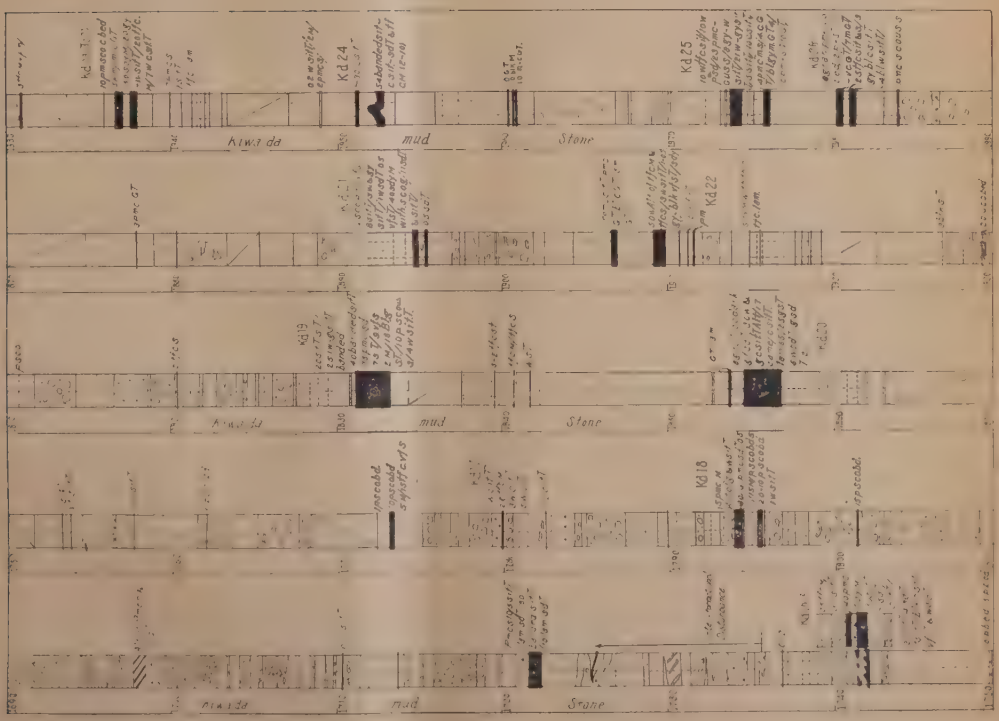
第 4 図 f



第 4 図 e

Kurotaki
tuffaceous
Sand
mud
Stone

第4図h


Kd24
Kd25
Kd22
Kd19
Kd18
Kiwada
mud
Stone

第4図g

3. 層序各説

3.1 黒滝凝灰質砂岩層 (植田房雄[20])

模式地：千葉県君津郡亀山村・小櫃川中流黒滝

滝を作つている凝灰質礫岩の下限より，下流へ約70mの凝灰質泥質砂の上限まで。

火砕鍵層からは，本層上限（黄和田泥岩層との漸移部）附近に，Kd 23 (To 2)[註1]があり，基底礫岩の1m上に Kd 38 (To 1)[註1]がある。

層厚・岩相：模式地で約40m，薄い所で20～30m，最も厚い養老川で約300mを示す。

おもに凝灰質砂岩（安山岩質）からなり，模式地では，最下部6mに，安山岩および同質凝灰岩，古生層の砂岩・頁岩等の礫を含む凝灰質礫岩層[註2]がある。

この礫岩層は模式地で最も厚く，分布範囲は，高后畑から本層模式地附近までに限られ，また地層の堆積形態からみると，最も収斂している部分および不整合面に対し，最も上位の層位が近く接しているところにあたる。(側方関係の項参照)

上下関係：上位の黄和田層には，数mの漸移部をもつて整合に覆われ，下位の豊岡亜層群を不整合に覆う。模式地では，湊川・小糸川・笹川附近での不整合面の下位約200mの層位（Yap 鍵層[12]）より，さらに下位の層位と接している。

側方関係：黒滝不整合の直上の層位には，凝灰質の砂岩・礫岩が，分布上一連の地層として発達しているが，各地域で，その層位や地層の堆積形態が異なつている。

養老川およびそれ以東でみられる黄和田泥層のほとんど全部の層位は，養老川—笹川（小櫃川支流）—ボケ沢間で，下位より順次本層と西へ側方連続の関係になる（黄和田層の項参照）。また，ボケ沢以西では，岩相上および層位的に，ほゞそのまゝ小糸川附近まで続き，房総半島西岸では，小池[9]の竹岡凝灰質角礫岩層と十宮凝灰質砂岩層の境附近に，本層模式地で基底礫層の1m上位にある Kd 38 (To 1) がある。

堆積形態：黒滝不整合の不整合面に対する上位層の堆積形態は，収斂の地域と overlapping の地域とがあるようであるが，本地域の加勢附近から，笹川—ボケ沢では，収斂状の形態を示す。

前述する通り，養老川およびそれ以東の黄和田層は，いくつかの火砕鍵層に挟まれる地層（項）の層厚変化からみると，西に向かつて収斂しつつ，下位から順次，本層上限にはいる。1例をあげると，養老川で黒滝層の上限から，730m上位の大田代層中に挟有されるO 27（第4図c 1, 316）は，西へ次第に不整合面に近づき，笹川支流のボケ沢ではO 27（第6図c 1, 012）が，黒滝層の上限より5m上位にある。また，一方本層の基底附近の性状についてみると，本層模式地で基底礫岩層（厚さ6m）の上限より1m上位にある Kd 38 (To 1) は，各地点において不整合面から次に示すような位置にある。

Loc.	不整合面から Kd 38 までの地層の厚さ (m)
黄和田畑上流	32
加勢	6
黒滝	7
三石山東	40
三石北麓	Kd 38 欠除，不整合より2m上位に Kd 38 の約5m上位の層位がある
笹川本流	2～2.5
甲坂	4
ボケ沢	2
細野沢	17
高后畑	28～30

すなわち，加勢—ボケ沢間では，一部を除いて Kd 38 が不整合面より数m以内の層位にあることから，層厚についてみると不整合面と上位層が大体平行といえる。また，Kd 38 から不整合面までの，2～数mの地層の細かな層序は，礫岩を除いてはこの範囲では同じ[註3]とみてよいので，この間では不整合面に対し，収斂の形態をとつているといえる

三石山の東と三石山北麓附近では，Kd 38 の欠除している所と，Kd 38 (To 1) から不整合面まで40mに及ぶ所と隣接しているが，この間の関係については，局所的な不規則な形をした海底の凹地に堆積したものか，または局所的な沈降差によるものかは，豊岡亜層群の侵食状態が未調査であるのでわからないが，いずれにしても両地点では，側方での Kd 38 附近の細かな層序と部分的に同じとみてよいので，東から西に向かつて局所的な overlapping とみられる。

3.2 黄和田泥岩層 (植田房雄[21])

模式地：千葉県君津郡上総町亀山村黄和田畑

黄和田畑，小櫃川河底でみられる厚い泥岩層の上限（砂層の下限）から，上流へ直距離1,600mの地点の凝灰質砂岩層との境までの地層。

火砕鍵層からは，模式地では上限35mの Kd 2 から，

註1) 湊川—高溝で十宮層中にあるものに命名した鍵層名[12]

註2) 小池清は，この礫岩層の部分だけを黒滝層と呼んでいる[9]。

註3) またこの部分は，側方で Kd 38 の下位の比較的厚く発達する所での，この鍵層の数m下位の層序と同じとみてよい。

泥岩と凝灰質砂岩との漸移部にある Kd 38 (To 1) まで。

岩相：模式地では，最上部数mの砂泥互層を除いては，普通数 cm の細～微細粒砂層を僅かに挟むシルト岩層であり，また 2～3 m以下の火砕層（粗粒～シルト粒）を挟んでいる。

模式地附近での含砂率は 3％前後で，また火砕層を含めても，全層厚の 5.3～5.4％程度である。第 4 図は，模式地より約 4 km西にあたる養老川河底のものである。

上下関係：上位の大田代砂泥互層に整合に覆われ，下位の黒滝凝灰質砂岩層を，数mの漸移部をもつて整合に覆う。

層厚・層序：模式地では全層厚 370 m，下半部に凝灰質の泥岩層を挟んでいるが，それ以外は，全層均質なシルト岩である。

模式地での本層の層位は，東に向かつて発散状に層厚を増し，養老川での層厚は，模式地での 2 倍近くになるが，この間全般的に砂層・凝灰質砂層の夾みが多くなり，とくに養老川では，本層の中・下部に多く，次の層位に砂層ないし凝灰質砂と泥岩との砂勝互層が発達する。

なお，Kd 8 下位の砂勝互層およびその上位の泥岩部は，異常堆積層である。この異常堆積層の層位は，側方によく連続し，東へは太東岬附近まで，西へは黒滝附近まで続いている。

側方関係：本層は，養老川附近から，湊川上流までの地域では，上位の砂勝互層と下位の十宮層・黒滝層等の凝灰質砂岩（を経て不整合）との間にあるシルト岩という岩相・層序を示し，また見掛の分布が続くことから，この黄和田泥層を高溝泥層に，また東へは三又シルト岩から勝浦互層までに対比したりしたが，この調査によつて，そのシルト岩の層位が地域的に著しくずれていることが判明した。

いまこれを，本層模式地で上下限の層位に近い火砕鍵層をとり，Kd 2～Kd 38 項として説明を加えると，養老川―黄和田畑間でみられるこの層序のシルト岩は，ほとんどこの項に属するが，小櫃川中流・黒滝附近では，この項の下部，Kd 38～Kd 23 (第 4 図) までが黒滝層に属し，笹川支流ボケ沢では，Kd 38 より O 27 までが黒滝層に属し，Kd 2～Kd 38 項は非常に収斂された型で，黒滝層中に含まれていることがわかる（黒滝層の項参照）。

いいかえれば，本層の模式地における層位の泥岩層は，ボケ沢までの間で尖滅する。

さらに西方の小糸川附近までは，ほゞボケ沢と同様な岩相および層位的な関係で連続し，高溝附近での本項時の地層は，本層模式地での上部 1/3 の層位まで (Kd 2～Kd 8 (To 1)) が，高溝泥層の最下部 (約 10 m) に属し，その他の層位は十宮層であるが，十宮層中に局所的に発達する泥岩層（大塚山泥岩）は，Kd 23 の上位にあるので，黄和田層の中部に対比される。

坂倉勝彦の小平台泥層の下半部は，本層模式地での上位より 2/3 位の層位にあたる（なおこの層位は，約 1 km西に位置するボケ沢までの間で急激に収斂して黒滝層に移行する）。

3.3 大田代砂泥互層

模式地：千葉県市原郡大多喜町大田代

弘大洞（筒森に向かう支流との合流点）の下流約 250 m の地点の泥勝互層の上限（第 4 図 880）から，小田代・大田代を経て，面白発電所の上流約 400 mの地点の砂勝互層の下限までの地層（第 4 図 c～f）。

火砕鍵層は，上限近くの O 3 から O 27 までが挟在する。

岩相・層序：模式地では，厚い砂層を挟む砂勝互層と泥勝互層との複互層である。なお全体としては砂勝である。

本層の模式地での全層厚は 540m あり，上位から含砂率によつて次のように区分される。

	層厚(m)	第 4 図中の番号	挟在火砕鍵層
1. 泥勝互層	30	880～910	O3—O4
2. 砂勝互層	80	910～990	
3. 泥勝互層	50	990～1, 040	O7—O12
4. 砂勝互層	95	1, 040～1, 135	
5. 泥勝互層	40	1, 135～1, 175	O16—O18
6. 砂勝互層	45	1, 175～1, 220	
7. 泥勝互層	85	1, 220～1, 305	O22—O25
8. 砂勝互層	115	1, 305～1, 420	O26—O27

側方関係：本層の側方での関係を，模式地での層序の 1, 2 と，3 以下との 2 つの層位に分けて説明する。

3 以下の層位のうち，砂勝互層の 4，6，8 は，西方に収斂しつつ砂層に移行し，さらに笹川支流ボケ沢に至る間で尖滅する。また泥勝互層の 3，5，7 も収斂しつつ泥岩層に移行する。すなわち，3 以下の大田代層は，ボケ沢附近では泥岩層となり，またボケ沢以西では，ほぼそのまゝの層位および岩相で小糸川を経て，高溝泥層 (1952，三梨) の模式地に連なる。

1，2 は，上述泥層の上位に，砂泥互層として，高溝附近まで連続し，東日笠層を経て岩坂層に至る。

坂倉[15)16)]の坂畑互層は，その地質図から判読すると，各地の地質断面において，下位の泥岩に接する厚い砂層または互層の下限を結んだものであるが，層位的にみると，小櫃川では 4 の下限 (第 6 図 d，900)，坂畑南西では 6 の下限，黄和田附近および養老川では 8 の下限を境としている。

火砕鍵層の命名についてみると，房総半島の上総層群のものについては，地層名の頭文字に，その地層の上位から下位へ1，2，3……の番号を附してきた。この火砕鍵層の名づけ方の利点は，鍵層相互の上下関係が明確であることや，異なつた岩相を示す地層間の対比の場合等に便利であるが，次にも示すように各地層の模式地，または模式的に発達する1断面で命名しないと，混乱をまねくことになる。

こゝでは模式地の側方での岩相区分によつて命名されたもの[5)17)]のうち，その模式地の層位と著しく食い違つているものについて再命名した（第1表参照）。

第1表　火砕鍵層変更名

新名称	旧名称	新名称	旧名称
O20	O20	Kd 7	Kw13
O21	Kw 1	Kd 8	Kw14
O22	Kw 2	Kd 9	Kw15
O23	Kw 3	Kd 10	Kw16
O24	Kw 4	Kd 11	Kw17
O25	Kw 5	Kd 12	Kw18
O26	Kw 6	Kd 13	Kw19
O27	—	Kd 14	Kw20
Kd 1	Kw 7	Kd 15	
Kd 2	Kw 8	Kd 16	
Kd 3	Kw 9	Kd 17	
Kd 4	Kw 10	Kd 18	
Kd 5	Kw 11	Kd 30	
Kd 6	Kw 12		

3.4　梅ケ瀬砂泥互層[註4)]（植田房雄[20)]）

模式地：千葉県市原郡大多喜町朝生原の西方梅ケ瀬

養老川では，大久保の橋より上流約200mの地点の砂勝互層の上限から，朝生原を経て，弘文洞（筒森に向かう支流との合流点）より下流，約250mの地点の砂勝互層の下限までの地層。

火砕鍵層からみた本層の層位は，Ku 6の15m下位からO3～O4の約25m上位までであり，また本層に介在する火砕鍵層はU1からO3までがある。

岩相・層序：養老川では，含砂率65～80％程度の砂勝互層が主体であり，また中部には，含礫のgraded sandや異常堆積層（含礫泥質砂等）が発達する。全層厚520～530mであり，岩相から次の3つに区分した。

1.　層厚220m（第4図，357～575），5mないし10数mの細～中粒砂と20～数10cmの泥岩層との砂勝互層であり，また数mの泥勝互層を挟む。介在する火砕鍵層は，U1，U2，U3，U4がある。

2.　層厚約100m（第4図，575～660），厚い含礫graded sandと10～数10cmの泥岩層との泥勝互層で，含礫泥質砂層（異常堆積層，616）を挟み，また火砕鍵層U6，U8を挟む。

3.　層厚220m（第4図，660～880），普通層厚1～5mの細～中粒砂層と20～数10cmの泥岩層との砂勝互層であり，火砕鍵層U9，U10，U11，O1を挟む。

上下関係：下位の大田代砂泥互層を整合に覆い，国本塊状砂質泥・細砂互層に整合に覆われる。

側方関係：本層は一般に養老川から東に向かつては砂層の粒度を減じ，また泥の夾みが多くなり，養老川から西に向かつては粗粒になる。次に養老川での1，2，3の各層位について説明を加える。

1の層位（220m）のうち，上位から約100mまでの層準（U2の10m下位）は，砂勝互層として，ほゞそのままの岩相で小櫃川まで続くが，小櫃川―小糸川の中間にある梨の木附近から，砂層部が尖滅または収斂しつつ砂質泥に移行し，小糸川の栗倉砂質泥岩層の模式地では，栗倉層下部にあたる。またこれ以下の1の層準は，西へ多少粒度を増し，小糸川では，栗倉層の下位に整合にくる東日笠砂礫層の上部に連なる。

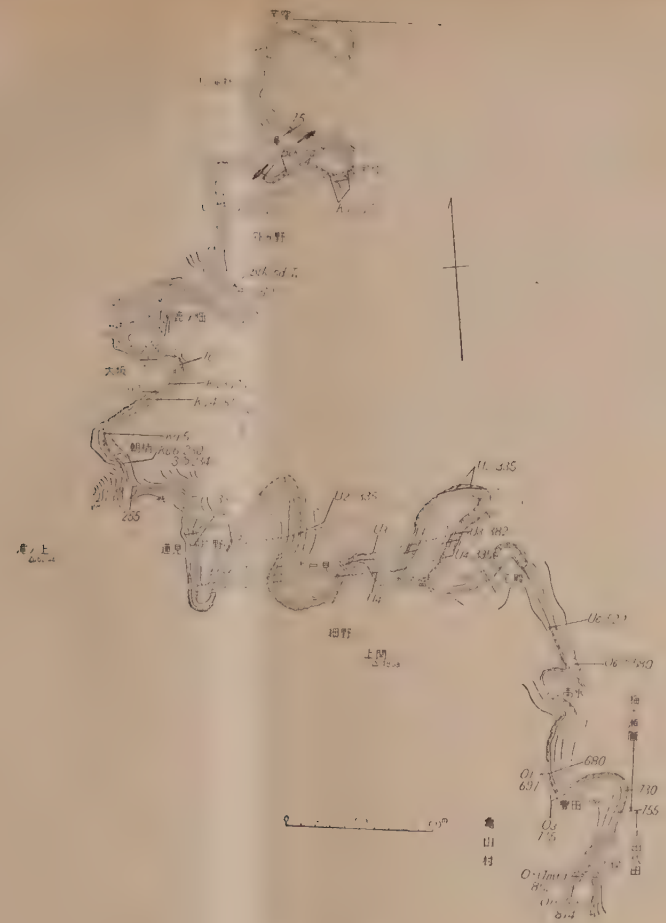
2，3[註5)]の層位は，養老川より西へ次第に粒度を増し，小櫃川・細野附近で最も粗粒になる。すなわち含礫graded sand，含礫泥質砂や流状シルト岩（異常堆積層）が厚く発達する。たゞし，これらの粗粒堆積層は，東日笠砂礫層の模式地までは連続せず，小糸川―小櫃川の中間地域（大阪―辻森間）で細砂層に移行し，さらに西の小糸川（東日笠層模式地）で，ふたゝび同層位（ほゞ2の層位）に砂礫層が発達する。

小糸川以西についてはすでに述べたが[12)]，さらにこれらは，台倉附近までの間に収斂しつつ砂泥互層に移行し，また高滝北東部でふたゝび東日笠層に移行し，苗割附近で栗倉砂質泥層中部[12)]に，田倉附近で岩坂層に移行する。

本層中の異常堆積層は，第6図cにも示したように，

註4)　池辺展生は，梅ケ瀬の地名が5万分の1地形図にないことから，朝生原層としている。梅ケ瀬（朝生原より西にはいる養老川支流地域を呼んでいる）と朝生原間では，礫を含むgraded sandや異常堆積層（含礫泥質砂等）が，梅ケ瀬の方が養老川より多少厚いことがあげられるが，それ以外は岩相・層厚にほとんど変化はない。また梅ケ瀬では，本層の中・下部しかみられないので，こゝでは養老川のものをあげた。

註5)　3の層位の側方での関係は，砂礫層などにより火砕鍵層が不連続になり，厳密な層位は未詳である。



第　5　図

次のような層序の繰返しとしてみられる。下位より

1)　数 10 cm ないし 2～3 mの細砂層（礫および泥岩泥を含むものもある）

2)　礫および泥岩礫を含む砂質砂～砂質泥岩であり，礫（古生層）は下位ほど多く，また大きく，基地も下位ほど粗粒である。上位3とは漸移的整合である。

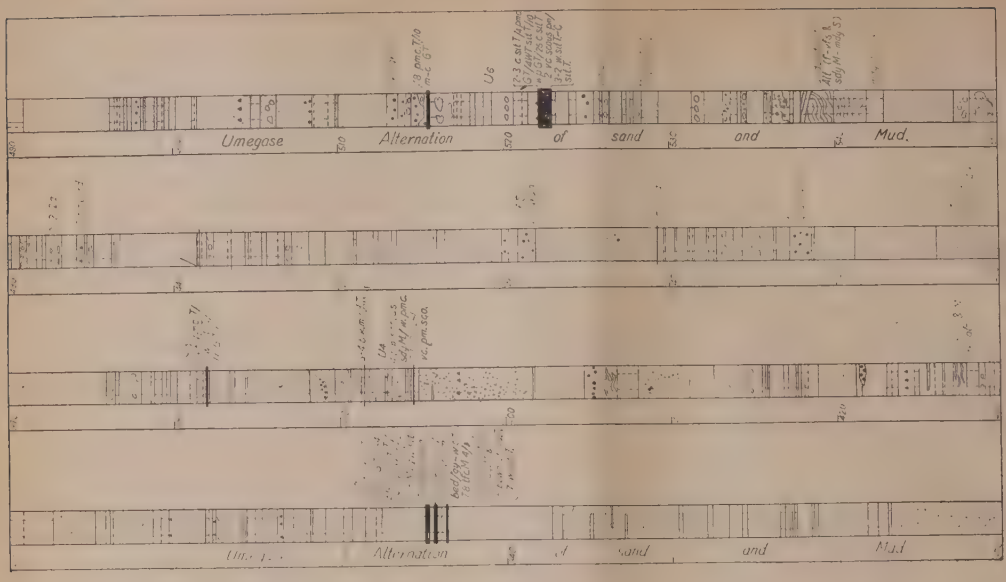
3)　微細砂と泥岩～砂質泥との数mm単位の微細互層であり，普通不規則な波状を呈している（小池の流状シルト岩にあたると思われる）。

なお2の部分に3の形態のものが，不規則なレンズ状にはいっていることがあるが，生成順序としては，上述のような層序のようになるものと思われる。

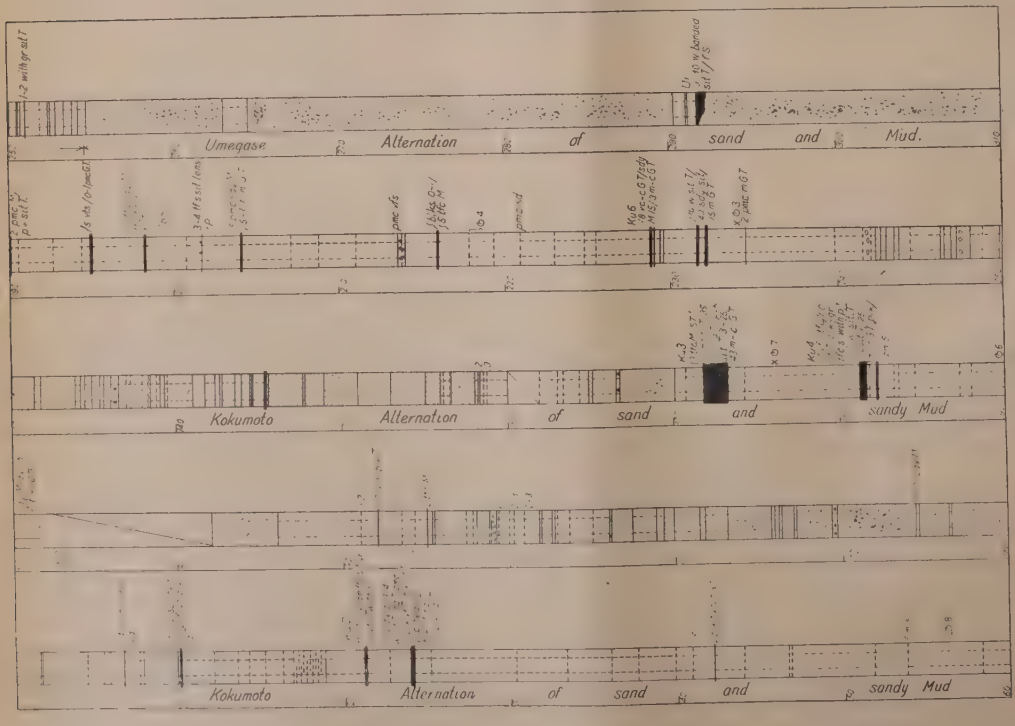
坂倉[15][16]の里見統下部の蓮見砂層，池辺の朝生原互層，三土知房の梅ガ瀬層の養老川における下限（いずれも地質図上から同層位）は，筆者らの同地点，同層の下限から約 40 m 下位にあたり（第4図d　920 m 附近），また小櫃川での坂倉の蓮見層の下限は，筆者らの梅ガ瀬層の下部（第6図c 580 m）にあたる。なお筆者らのこの地区（小櫃―養老間）での梅ガ瀬層の基底はほぼ同一層準で，また全体として西ほど粗い。またこの境は，岩相，とくに含砂率と粒度での区分の都合上だけでしかない。

本層中の含礫の graded sand や異常堆積を，地層の堆積形態や地質構造的な位置からみると，同層準について地層の収斂する部分（背斜部または上昇地域）では，これらが収斂しつつ細砂層または砂泥互層に移行（または尖滅）し（大阪―辻森，台倉附近，苗割―新田間），向斜および沈降部に向かって厚く発達する（細野―小櫃川，東日笠，東大和田―苗割間）。

また，これらを含めた二次的砂層は，最大沈降部（最大層厚部をかりに呼ぶ）を中心に堆積し，上述の異常堆積，含礫 graded sand は，陸側に近い側面にあたる。なお


Umegase Alternation of sand and Mud.
Alternation of sand and Mud

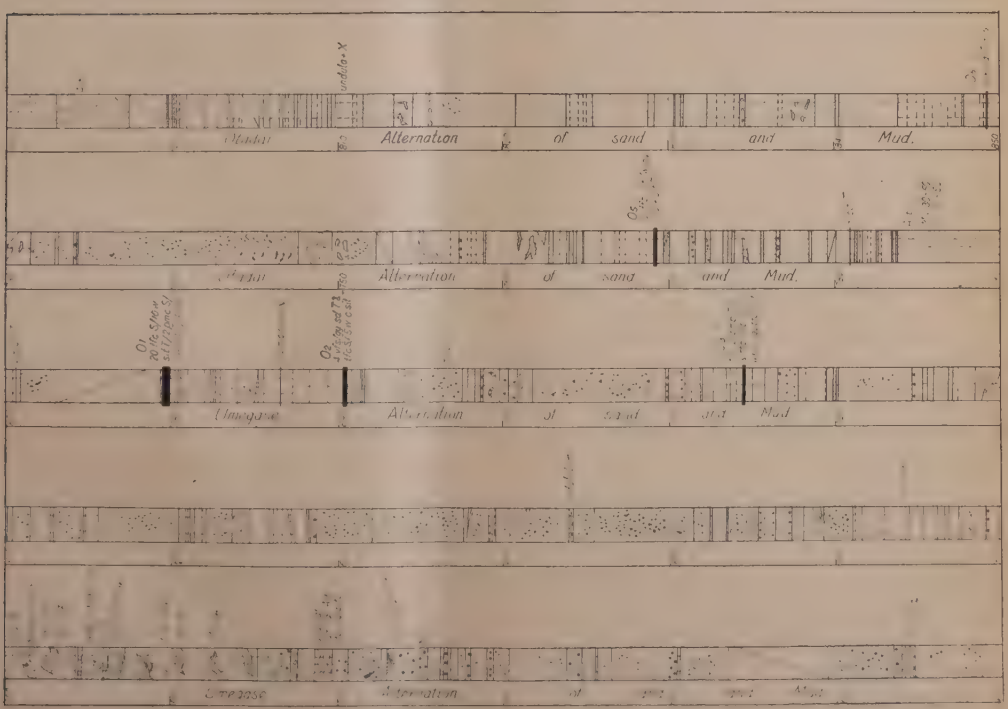
第6図b


Umegase Alternation of sand and Mud.
Kokumoto Alternation of sand and sandy Mud
Kokumoto Alternation of sand and sandy Mud

第6図a

Kurotaki tuffaceous sandstone
Seki subgroup
Takamizo Mudstone
Takamizo Mudstone
Otadai Alternation of sand and Mud.

第6図d


Otadai Alternation of sand and Mud.
Alternation of sand and Mud.
Alternation of sand and Mud

第6図c

この附近での泥岩ないし砂質泥岩の粒度分布（背斜部分で粗く，向斜に向かい細かくなる）と逆になつている。

以上の現象から，これらの堆積は，その堆積期間における上昇部と沈降部との関係，すなわち堆積地形とその運動とに，密接に関係していることがいえる。

またこのような形態が，二次的な落ち込み堆積層（この地域における浅海棲 fauna を含む含礫 graded sand および異常堆積層）の生成機構を考察するうえでの最も基礎的な事項である。このことは，養老川—笹川—ボケ沢間の大田代層中の砂層の堆積形態についても同様のことがいえる。

3.5 国本塊状砂質泥岩細砂互層

模式地：千葉県市原郡白鳥村国本

月崎を通る県道北側の橋の下流，約500mにおける砂泥互層の上限から，月崎・国本を経て，大久保・橋の上流約200mの地点に露出する，塊状砂質泥岩層の下限までの地層。

火砕鍵層は本層上限の数m下位の Ku 0,1 から，下限より15mの Ku 6 までがある。

上下関係：本層は上位の柿ノ木台砂質泥層に整合に覆われ，下位の梅ケ瀬砂泥互層を整合に覆う。筆者らの国本層の上下限は，三土知芳[11]の国本層と一致する。

層厚・岩相・層序：本層は塊状砂質泥岩と砂勝互層とからなり，模式地での全層厚は350mあり，岩相によって上位から次の4つに分けられる。

1. 厚砂層を挟む砂勝互層（層厚5～15mの細砂層と，数cm～15mの砂質泥岩層との互層）（第1図～第4図88）。火砕鍵層 Ku 0,2 などを挟む。

2. 塊状砂質泥岩層，層厚95m（第4図88～185）。Ku 2 を挟む。

3. 砂勝互層，層厚115m（185～300）。普通2～3mから，数mの細砂層と数10cm～3mの砂質泥層との互層。

4. 塊状砂質泥岩層，層厚57m（300～357）。普通2～3cmから数cmの薄砂層を挟む。模式地では Ku 5～Ku 6 を挟む。

側方関係：本層はほゞ養老川附近で最大層厚を示し，東西に薄くなるが，西方へは，上位より下位に向かつて次第に市宿砂礫層に移行する。いま模式地での1～4の各層位について説明を加えると，2～4までの層位は，小櫃川までほゞ同じ岩相で連続し，坂倉[15][16]の小櫃川を模式地とする地層に対比すると，2は柳川泥層，3は植生沢互層，4は三本松泥層にあたる。

1の砂勝互層は，養老川より西へ次第に粒度を増し，小櫃川では，部分的にクロスラミナを有する含礫砂層が発達し，市宿砂層と側方の関係になる。小櫃川よりさらに西へは，2の塊状泥岩層は，富士山西方313.1m高地の南部まで続き，偽層砂層中に尖滅する。

4の砂質泥岩層の層位は，ほゞそのまま連続分布し，小糸川の栗倉砂質泥層（大塚・望月[14]）に連なる。なおこの層準は，砂質泥岩としては苗割北方まで続き，泥質砂を経て，鹿野山南方で市宿層に移行する。

3.6 柿ノ木台砂質泥層

本層は養老川沿い柿ノ木台附近を模式地とし，岩相は無層理の砂質泥岩によつて代表されるが，上部は泥質砂岩となり，厚さ数cmから10数cmの砂層の不規則な夾みを持つ。この不規則に挟まれる砂層が，東部において，河井興三のいう KaI 部層の厚い2枚の砂層となり[6]，西方に向かつても小櫃川との中間から発生する2枚の砂層となり，小櫃川を越して市宿砂層の一部分に含まれる。いいかえれば市宿砂層の西の先端が柿ノ木台砂質泥層の上部まで達し，その東限が小櫃川と養老川との中間であるが，さらに東方すなわち長南～市野々附近で，また同じようなかたちで砂層を挟む。

泥質部は西ほど粗粒となり，小櫃川附近では泥質砂層に変わる。

3.7 長南砂泥互層

本層は長南附近を模式地とする。砂と泥質砂との互層であり，模式地附近では岩相上3つの部層に分けられる[6]。

養老川では全体的に砂のはいり方が多くなるが，大体3つの部層そのまゝの区分けをすることができる岩相を示す。小櫃川では，さらに砂層の占める部分が大で，また全体的に砂質となり，部層に分けることが困難となる。層厚は長南附近で110m，養老川で約75m，小櫃川で約65mである。

本層は，小櫃川と小糸川との中間で市宿砂層におきかわるので，小糸川以西との対比についてははつきりしたことがいえない。

3.8 万田野砂礫層

本層は養老川と小櫃川との中間にある万田野を模式地とし，礫を混えた中粒砂を主体とする。本層は岩相上長浜砂礫層につながるものであるが，他の累層と著しい斜交関係にある。すなわち東部においては，笠森泥質砂層の中・下部に挟まれているが，中央部の養老川・小櫃川では長南砂泥互層の直上にあり，西岸では不整合面をもつて大田代層の上部層に対比される層位まで切る。この不整合の大きさは，佐貫シルト層が東部のどの層位に対比されるか，はつきりしないといいえないことなので，現在不明である。この問題解決のための1つの方法とし

て実施した火砕鍵層の追跡が，小櫃川と小糸川との間で発達する万田野砂礫層・市宿砂層により遮断され，フィールドの観察だけでは東・西鍵層間の対比は不可能となつたので，現在火砕鍵層の重鉱物分析による対比をねらい，室内作業を進めている。上に述べたような問題はあるが，本層が他の累層と斜交する度合は，小櫃川以東で徐々であり，著しい斜交は小糸川以西であるということはいえる。

3.9 笠森泥質砂層

本層は地域東方の笠森を模式地としており，模式地附近においては，一般に無層理の灰色泥質細粒砂からなるが，上部と下部には，粒度の差による不明瞭な層理を示している[6]。養老川沿いにおいては，無層理の部分がほとんどなく，上記不明瞭な層理を示す泥質砂層に変わり，一般に粒度が大となる。

小櫃川ではさらに砂質となり，数10 cm の砂層を挟み，数 cm の細互層を呈する部分を挟む。これより西，すなわち小糸川以西では，岩相上周南砂シルト互層（藤原・生越，1950）に連なり，砂層の部分を増す。層厚をみると，東方より笠森附近で最も厚く 200～240 m[6]，養老川で約 150m，小櫃川で最も薄く約 60m，小糸川以西では 100～130m[註6] となつている。

以上のことから笠森泥質砂層を概観すると，西に向かつて粒度を増し，層厚は小櫃川で最小で，東西方向に増加する。たゞし小糸川以西においては，周南砂シルト互層はその名前で示されるように，互層部分が発達するので，その一部は笠森泥質砂層の下位にある長南砂泥互層に，岩相上類似している地層として取扱つた方がいいかも知れないということもあり，層厚が小櫃川を最小にして，西へも厚さを増すということは，検討を要する。

3.10 金剛地砂層

本層の基底については，河井興三が本地域東方の調査によつて，下位の笠森泥質砂層を不整合に覆うらしいと述べており[6]，内尾高保・村井勇も同様なことを述べている[10]。一方三土知芳は不整合面を香取層の基底におき，金剛地砂層と笠森泥砂層の間は整合に取り扱つた[11]。

今回は香取層について調査を行なわなかつたので，この問題について詳しく言及できないが，たゞ金剛地砂層の基底について若干の観察事実を述べる。小櫃川流域の久留里線小櫃駅北方三田から，東方に入る沢を道路沿いに行けば，笠森泥質砂層が泥質砂に細粒砂層の薄層を挟み，漸次金剛地砂層である細粒砂に変わるのであつて，東方でみられるような sharp な境界面[6]では接していない。養老川では直接境界面はみられないが，笠森泥質砂層の最上部層は粒度が著しく粗くなる。地域からはずれるが，東金市附近や土気の峠では，笠森泥質砂層の上部の岩相が次第に砂の夾みを増し，ついに軟弱な砂層である金剛地砂層に移化する。

これらを総合すると金剛地砂層の基底は，地域的な不整合関係が存在するとしても，全地域を通じてみた本層の分布からして，大きな不整合関係は存在しないと考えられる。この解決には，今後金剛地砂層およびその上位層について，火砕鍵層を追いつつ詳しく地層の相互関係を調査しなければならない。

（昭和 29 年調査）

文　献

1）藤原　昭・生越　忠：千葉県佐貫町附近の新生代層，地質学雑誌，Vol. 58, No. 683, p. 387～399, 1952

2）伊田一善・三梨　昂・影山邦夫：関東南部の地層の大区分について，地質調査所月報，Vol. 7, No. 10, p. 435～436, 1956

3）池辺展生：武蔵野系，其の区分及び時代（予報）1. 上部〔演旨〕，地質学雑誌，Vol. 44, No. 525, p. 586～589, 1937

4）石和田靖章・品田芳二郎：九十九里ガス田東金試掘井について，石油技術協会誌，Vol. 21, No. 1, p. 14, 1956

5）金原均二外 9 名：千葉県茂原町附近の天然ガス，石油技術協会誌，Vol. 14, No. 6, p. 245～274, 1949

6）河井興三：茂原ガス田西方周辺地域（茂原～鶴舞地域）の地質及び天然ガス，石油技術協会誌，Vol. 17, No. 1, p. 1～21, 1952

7）小池　清：房総半島中部の地質（II），東京大学立地自然科学研究所報告，No. 3, p. 1～6, 1949

8）小池　清：房総半島中部の地質〔演旨〕，地質学雑誌，Vol. 55, p. 648～649, 1949

9）小池　清：いわゆる黒滝不整合について，地質学雑誌，Vol. 57, No. 667, p. 143～156, 1951

10）小池　清：いわゆる層間異常の地史的意義について，地質学雑誌，Vol. 61, No. 723, p. 566～582, 1956

11）三土知芳：7 万 5 千分の 1 茂原図幅，地質調査所，1937

註6）小野暁外 3 名，未発表資料による。

12) 三梨 昂：房総半島鬼泪山南部の地質，地質学雑誌，Vol. 60, No. 710, p. 461～472, 1954

13) 日本地質学会編：地層名辞典，日本の新生界の部，A～N，1954～1956

14) 大塚弥之助・望月勝海：地形発達史，岩波講座，地理学，1932

15) 坂倉勝彦：千葉県小櫃川流域の層序（其の1），地質学雑誌，Vol. 42, No. 506, p. 685～712, 1935

16) 坂倉勝彦：千葉県小櫃川流域の層序（其の2），地質学雑誌，Vol. 42, No. 507, p. 753～784, 1935

17) 品田芳二郎・安国 昇・三梨 昂：房総半島中部に分布する地層間の相互関係について，新生代の研究，No. 22, 1955

18) 鈴木好一：武蔵野系，其の区分及び時代 II，下部，地質学雑誌，Vol. 44, No. 525, p. 589～593, 1937

19) 内尾高保・村井勇：房総半島中部の養老川以東の地質，地質学雑誌，Vol. 57, No. 670, p. 287, 1951

20) 植田房雄：房総半島北部の地質（摘要）地質学雑誌，Vol. 37, No. 441, p. 250～253, 1930

21) 植田房雄：房総三浦半島に発達する新生代地層の層序〔演旨〕，地質学雑誌，Vol. 40, No. 483, p. 797～801, 1933

千葉県養老川・小櫃川地区の化石群

大山　桂*

Fossil Molluscan Succession of Lower Pleistocene in Chiba Prefecture

by
Katsura Oyama

Abstract

The paleoecology has been surveyed in the areas along the river Obitsu (Umegase, Kokumoto and Ichijuku formations) and the river Yōrō (Kokumoto, Kakinokidai, Chōnan, Mandano and Kasamori formations). The succession of the fossil fauna indicates that the sea becomes shallower and shallower by age, because the lower formations (Umegase and Kokumoto formations) has deep sea facies and upper formations such as the Ichijuku, Mandano formations and the upper part of the Kasamori formation contain shallow sea elements. When the neritic molluscan forms are viewed in ecological point, it is indicated that not only oceanic waters, but also coastal waters had developed, and land mass which was situated on the west or southwest (or south) side, must have not been very small.

要　旨

小櫃川地区で梅ケ瀬層から市宿層，養老川地区で国本層から笠森層に至る貝化石群集の変遷を調査した。

1) 梅ケ瀬層と国本層とは深海相を示し，柿ノ木台層は深海相と浅海相との混合がみられ，長南層以上の地層は浅海相を示した。

2) 堆積当時の深度は，概して時代とともに浅くなり，また柿ノ木台層では東の方が深い。

3) 浅海から落ち込んだ化石を古生態学的に検討した。

4) 堆積当時に陸地が南～西にあつたと推定した。

1. 緒　言

千葉県の茂原・大多喜ガス田および鹿野山周辺の地質調査ならびに古生物調査が行なわれたが，両地区を結ぶ広い範囲の地質構造を知り，古生物の変遷を明らかにするために，昭和29年度に養老川ならびに小櫃川地区のルート調査が行なわれた。

筆者は貝化石群の調査を担当し，地質調査の結果から，この地区の貝化石相の変遷のあらましを知つたので，こゝに報告する。

* 燃料部

2. 調査範囲と調査方法

地質調査では養老川と小櫃川とに沿つて，おのおのの柱状断面図を作つたが，貝化石群は小櫃川地区で梅ケ瀬層から市宿層までを，養老川地区で国本層から笠森層の上部までを調査した。小櫃川地区では，柿ノ木台層の延長から笠森層に至る地層からは貝化石が得られなかつた。養老川地区では国本層から多少貝化石が得られたが，それ以下の地層では貝化石がごく少なかつた。

採集した貝化石の大部分は，わが国の太平洋側に産する現生種で，自生と思われる種類の生息深度から，堆積当時の深度を推定した。

おのおのの化石産地は，凝灰岩からの厚さから，柱状図のうえでの層準を決め，下の地層から上の地層への貝化石相の変遷を調べた。

3. 養老川・小櫃川地区の貝化石群

梅ケ瀬層

Portlandella を含む深海相註1)であるが，浅海からの

註1) 深度区分は筆者の提案した貝類学雑誌, Vol. 17, No. 1, p. 27～35, (1952) に従い，その略号は資源科学研究所彙報, No. 24, p. 58 に従つた。

落ち込みがある。落ち込みは高水では「黒色砂岩」の約10 m 上に *Crassostrea gigas* (Thunberg), *Spisula sachalinensis* (Schrenck), *Pecten tokyoensis* Tokunaga 等の浅海区上部 (N_{1-2}) 諸要素が，3×2 cm ないし0.2×0.2 cm 位の小石や，粗い砂とともに発見された。名殿では橋の下の泥岩に不規則な砂のパッチがあり，そのなかに *Asprella tuberculata* (Tomlin), *Glycymeris pilsbryi* (Yokoyama) のような浅海区下部 (N_{3-4}) の要素を含んでいる

国本層

小櫃川地区では，国本層の下部も，上部も茂原地方の国本層と同じ化石相がみられる。すなわち本層の下部では *Tectonatica, Colus, Riuguhdrillia engonia* (Watson), *Portlandella, Limopsis uwadokoi* Oyama 等で代表される化石群集で，岩質と化石相との関係や *Limopsis* が2枚そろっているなどから自生であろうと推定される。

養老川地区の国本層にもほゞ同様の化石群集がみられ，*Aforia* や *Limopsis uwadokoi* Oyama 等で代表される。また両地区の中間の菅野の附近でも同様で，*Limopsis uwadokoi* Oyama が，茂原のように各地にみられた。

市宿層

小櫃川地区の下流で著しい偽層がみられ，そのなかから *Glycymeris pilsbryi* (Yokoyama) のような浅海区下部 (N_{3-4}) の要素と，*Sunetta* や *Gomphina* のような上浅海帯 (N_1) の要素とが含まれる。岩質からは自生的にみられないこともないが，偽層に浅海区の上部と下部の要素が混合している点で，他生と考えたほうが良いように思われる。市宿層は東に向かって薄くなり，国本層の互層の砂となってしまう。小櫃川地区ではこの地層より上の，柿ノ木台層ないし笠森層からは化石が採集されなかった。

柿ノ木台層

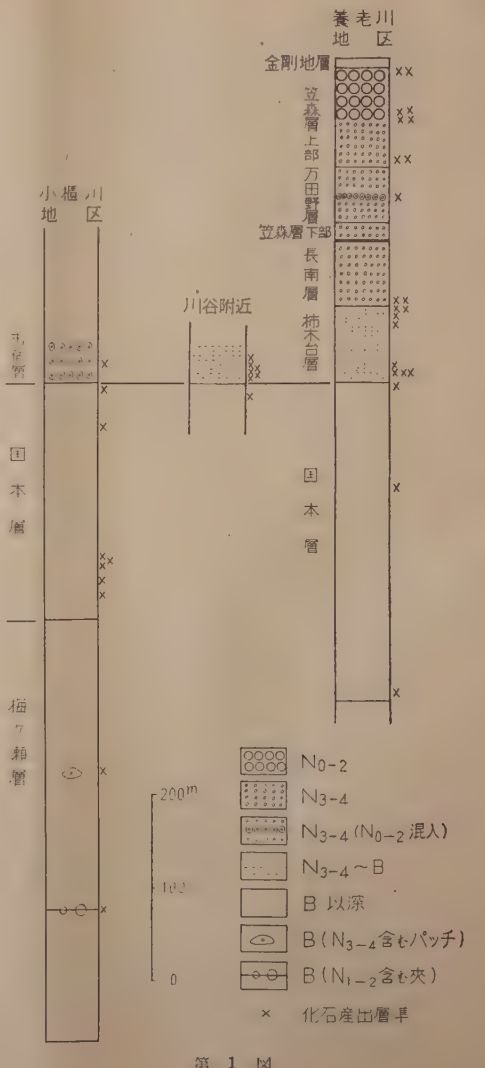
養老川地区では深海区から浅海区への移り変わりの相で，浅海区下部 (N_{3-4} または N_4) から深海区上部にわたる *Limopsis tajimae* Sowerby や *Lucinoma "acutilineata* Conrad" を産する所と，国本層以下の諸地層にみられる *Portlandella* や *Limopsis uwadokoi* Oyama を含む所とが入り乱れる。本層の化石は小櫃川地区では発見されなかったから，両地区の中間の川谷ならびに菅野の附近を調査した。川谷では *Limopsis tajimae* Sowerby を含む化石群集や *Thyasira bisecta* (Conrad) と *Lucinoma acutilineata* (Conrad) の一方または両方からなる群集がみられ，茂原の西の笠森から長南にかけての笠森層と共通の群集に変わる。

長南層

養老川に沿った長南層の基底には *Raeta pulchella* (Adams et Reeve) と *Portlandella* とを産し，それから少し上位に *Turritella nipponica* Yokoyama の密集した所がある。これらは茂原の西の笠森層や長南層と同様の化石群で，浅海区下部から深海区上部にわたる群集である。

笠森層下部

笠森層は茂原では一連の地層だが，鶴舞から西に向かって万田野層がレンズ状にはいる。この報告では便宜上養老川地区で，万田野層の下位に位置する笠森層を笠森層下部と呼び，万田野層の上位に位置する部分を笠森層上部と呼ぶから，笠森層下部は厚さ 20 m 位しかない薄



第 1 図

い地層である。平野の西の養老川に沿つて *Macoma calcarea* (Gmelin) を伴なう群集を産し，茂原の西の笠森層の化石群集の一部と同様である。

万田野層

本層は浅海区の化石群からなる。そして *Suchium*, *Batillaria*, *Tectonatica severa* (Middendorf), *Polytropa*, *Glycymeris yessoensis* (Sowerby), *Nuttalia*, *Angulus venulosus* (Schrenck), *Mactra crossei* Dunker, *Spisula sachalinensis* (Schrenck) 等の浅海区上部 (N_{0-2}) のものが主体であるが，*Turcica coreensis* A. Adams や *Polynemamussium intuscostatum* (Yokoyama) のような浅海区下部 (N_{3-4}) の要素も含まれる。また浅海区上部の群集に属する諸種のなかにも，2，3 の要素が含まれ，汽水の泥底に棲む *Potamocorbula amurensis* (Schrenck)，上浅海帯 (N_1) (ないし中浅海帯 (N_2)) の外洋の砂底ないし泥質砂底に棲む *Glycymeris yessoensis* (Sowerby)，*Angulus venulosus* (Schrenck)，*Spisula sachalinensis* (Schrenck)，外洋の淘汰の良い砂地の潮間帯 (N_0) ないし上浅海帯上部 (N_1) に棲む *Mactra crossei* Dunker, 主として内湾の潮間帯（外洋なら潮が引くと広い範囲に岩盤が露出する所）の要素である *Batillaria cumingii* (Crosse)；外洋の潮間帯 (N_0) ないし上浅海帯上部 (N_1) の岩礁に棲む *Polytropa freycineti heyseana* (Dunker) 等がその例である。

笠森層上部

養老川地区における笠森層上部の下半については，この地区の長南層と同様に，笠森附近の笠森層の亜浅海帯ないし下浅海帯 (N_{3-4}) から深海区上部 (B) にわたる化石群集がみられるが，笠森層上部の真中ぐらいから浅海区の上部 (N_{1-3}) の化石群集に変わると思われる。

笠森の笠森層，つまり深い相では *Macoma calcarea* (Gmelin)，*Portlandella*，*Periploma* 等を産する。この層の真中ぐらいの層準に *Protothaca* を産するが，これは浅い要素である。上部では *Raeta* に *Pecten tokyoensis* Tokunaga や *Macoma* sp. を伴なう化石群で，浅海区でも上部と考えるべきであろう。

4. 茂原・大多喜ガス田との貝化石群の比較

養老川・小櫃川地区の梅ケ瀬層・国本層は，茂原と大多喜との間に発達する黄和田層ないし国本層の貝化石群と同様で，*Limopsis uwadokoi* Oyama や *Portlandella* を含む深海相を示す。

Ancistrolepis trochoideus (Dall) や *Riuguhdrillia engonia* (Watson) 等もこの化石群に属し，各地にみられる。

養老川地区の柿ノ木台層の化石群は，茂原の南の柿ノ木台層のと大同小異であつて，梅ケ瀬層や国本層と同様の深海区の貝化石群と，笠森層の下部や長南層の浅海区下部 (N_{3-4}) ないし中深海帯 (B) の貝化石群との中間相であるから半深海相であろう。例えば *Limopsis* は笠森層の *L. tajimae* Sowerby を含む所と，国本層以深の *L. uwadokoi* Oyama を産する所とが入り乱れている。小櫃川に近い川谷附近では笠森層の貝化石群に変わる。

長南層から笠森層上部の下半にかけては万田野層を除いて，茂原から鶴舞にかけての笠森層や長南層と同様の貝化石群を産し，*Limopsis tajimae* Sowerby, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Periploma* 等の亜浅海帯 (N_3) から下浅海帯 (N_4) ないし中深海帯上部 (B) の貝化石群で代表される。笠森層上部の上半は，さらに浅いと思われる貝化石群を産する。

万田野層は鶴舞の東の急に薄くなる附近で，浅海区下部 (N_{3-4}) の砂相の貝化石群を産する。加茂村万田野（旧高滝村）では，浅海区上部 (N_{1-2}) の要素の方が多い。

市宿層は小櫃川の附近で消えるから，茂原・大多喜ガス田には欠除する。

5. 古地理を推定する資料

梅ケ瀬層と国本層の泥質の部分からは，深海区の貝化石群を産し，砂の部分からは浅海区の要素を産する。このような広い範囲にわたる深海性化石を含む泥相は深海底の堆積で，砂の夾みは浅海からの落ち込みと考えるべきである。

市宿層は浅海性化石群集を含み，浅海底であつたか浅海底に続く深海底であつたかであろう。いずれにせよ柿ノ木台層の陸に近い同時異相である。

柿ノ木台層は西では浅海区下部 (N_{3-4}) ないし深海区の貝化石群を含み，東へ行くと中深海帯の貝化石群に変わる。

長南層から笠森層上部の下半にかけて，浅海区下部 (N_{3-4}) から中深海帯 (B) の上部にわたる貝化石群を産し，笠森層の下部と同時異相である万田野層には深海区の要素を欠き，浅海区の要素だけからなる。したがつて笠森層の堆積した時代には，少なくとも万田野層は浅海底堆積であり，笠森層に深海区と浅海区の境界があつたと推定する。そして万田野層の堆積後さらに浅くなつたと考えられる。

以上を総合すると梅ケ瀬層の堆積した時代以後の貝化石群の変遷からみれば，当時の海の深度は上の地層になるにつれて浅くなつていつたことと，少なくとも市宿層—柿ノ木台層堆積時代以後には，東より西のほうが浅か

つたといえる。また万田野層・市宿層ならびに梅ケ瀬層の，砂の夾みから得られた浅海区上部（N_{0-2}）の群集に属する諸種には，殻の表面が比較的新鮮なものがあつて何度も運ばれて表面が磨損したものでないものが少なくない。したがつて陸地はあまり遠くはなく，海底地辷りのような流れによつて運ばれる程度の所であろう。次に陸地が西にあつたか南西にあつたか北西にあつたかの問題にふれる。千葉県では黒滝不整合の上は地蔵堂層まで広い範囲にわたり，諸地層は 6° 位の傾斜で北西に傾き，大貫附近の背斜構造のような小さい構造以外には，現在北西に向いている傾斜が，堆積当時には南東に向いたと考えられる証拠はみられない。南から西にかけて陸があつたと考える場合には，堆積当時と現在とでは走向・傾斜が多少変わつても，浅海区上部（N_{0-2}）の要素の供給場所が比較的近くに求められ，北西から北に陸があつたと考えるより説明しやすい。このことは主として有孔虫から調べた地下における地層分布からもうなずける。

次に陸の大きさであるが，陸は小島ではなくかなり大きかつた陸地が予想される。島であつたか，三浦半島の南部を経て関東山地西南縁とつながつた半島であつたかについては，他の地方の調査も必要であるから，この点にはふれられない。小島でない理由として，市宿層では *Umbonium costatum* (Kiener) や *Mactra sulcataria* Reeve のような沿岸水が，多かれ少なかれ発達する上浅海帯（N_1）に棲む要素を含み，万田野層では沿岸水が発達する所を好む種と，外洋水が卓越する所にいる種とが含まれ，沿岸水が少しは発達したと考えられる。

6. 結　語

小櫃川地区の梅ケ瀬層から市宿層までと，養老川地区の国本層から笠森層までの諸層の化石群を調査して，その変遷から古地理の復元に努めた。

両方の地区で共通にみられることは，下から上に向かつて海が浅くなつたことと，砂相になると完全に浅海要素になつてしまうことである。貝化石諸種の現在の生息場所から考えて，堆積当時西ないし南西にかなり広い陸があり，小島ではなかつたと推定された。

（昭和 29 年 8 月調査）

553.94：553.21：552.3 (522.1)

福岡県筑豊炭田田川地域における火成岩の熱影響による炭質変化について

佐々木　実*

On the Coal Affected by the Thermal Metamorphism through the Intrusion of the Igneous Rock in the Tagawa District, Chikuhō Coal Field, Kyūshū

by

Minoru Sasaki

Abstract

In order to make clear the coal properties of each coal seam affected by the thermal metamorphism through the intrusion of the igneous rock, the writer obtained about sixteen columnar samples from the underground faces of three coal mines in the Tagawa district, Chikuhō Coal Field in 1954.

According to the results of the coal petrographical and industrial analyses about these samples, the following results were obtained.

1) The igneous rocks (andesitic) are recognized as the sheet in the coal seams, and they intruded when the coal had already transformed into the caking coal.

2) The thickness of the metamorphosed coal is 1.5 times of the thickness of igneous rock.

3) The writer presumes that the temperature which the "Senseki" (anthracite caused by igneous action and especially produced in Chikuhō coal field) was produced is 380～400°C.

4) According to the progress of coalification, the caking property of the coal decreases, the degree of the brightness of the coal increases, so that the discrimination of each coal petrographical component meets with a difficulty.

要　旨

石炭組織の顕微鏡的研究の一環として，〝筑豊炭田田川地域における火成岩の熱影響による石炭組織の変化について〟という項目で，昭和28年度に，20日間にわたつて調査し，次のことがらが明らかとなつた。

(1) 火成岩（安山岩質）が，炭層中に岩床として迸入しており，その時期は，石炭がすでに粘結炭になつていた頃と考えられる。またその加熱作用の及ぶ範囲は，火成岩の厚さの約1.5倍で，煽石の生成温度は，380～400°C 以上と推定される。

(2) 火成岩の熱影響によつて，石炭の粘結性は減少する。

(3) 炭化が進むにつれて，石炭の輝度は増大し，無煙炭にいたると，各石炭組織成分は一様にビトリット状になつて，各成分の識別は不可能となる。したがつて無煙炭の組織の分類法を，新たに定める必要がある。

* 燃料部

1. 緒　言

近年わが国においては，大学・官民試験研究所および石炭鉱業会社などで，石炭組織を種々の方面に利用しようとして，その顕微鏡的研究が盛んに行なわれるようになり，一部では着々とその成果があげられている。しかし瀝青炭については，比較的多くの研究がなされているが，無煙炭についてはほとんど研究がなされていない。

筆者は，石炭組織の顕微鏡的研究の一環として，火成岩の熱影響によつて，炭化の進んだ無煙炭の組織を明らかにすることを目的として，筑豊炭田の田川地域について，昭和29年3月1日から，20日までの20日間にわたつて現地調査を行ない，田川・島廻および大峰の各炭鉱の坑内で竹谷中3尺層・竹谷下3尺層・田川8尺層・田川3尺層・田川4尺層および天井ナシ尺について合計16本の柱状試料を採取した（第1，2図）。

本調査にあたつて種々協力を賜つた三井鉱山株式会社の菊地秀夫・国分淳・在川正一・瀬戸郁夫・堤正俊・黒田秀隆，共同石炭鉱業株式会社の筒井茂・浜田茂宏・佐

番号	炭鉱および坑名
① ⑪	田川炭鉱1坑
② ⑫	〃 4坑
③	島廻炭鉱2坑
④	〃 3坑
⑤	〃 〃
⑥	大峰炭鉱排気坑
⑧	〃 万才坑
⑨	〃 1坑
⑩	〃 峰地坑

試料番号	炭層名	地層名
1 ～ 3	竹谷中3尺層	竹谷層
4 ～ 7	竹谷下3尺層	
8 ～ 11	田川8尺層	3尺5尺層
12 ～ 14	田川3尺層	
15	田川4尺層	
16	天井ナシ層	大焼層

第1図 筑豊炭田田川地域石炭試料採取位置図

竹益雄・吉川茂明，古河鉱業株式会社の岡野脩蔵，浅野五郎・中野庄次・石郷岡孝の諸氏および各炭鉱の関係各位に謝意を呈する。

2. 位置および交通

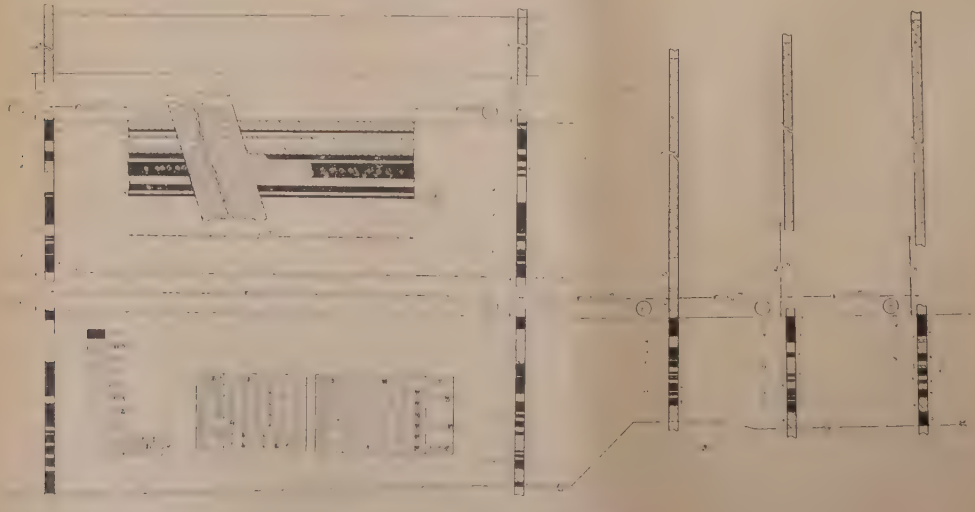
田川炭鉱1坑は福岡県田川市後藤寺町，田川炭鉱4坑・鳥廻炭鉱・大峰炭鉱万才坑・大峰炭鉱1坑は同県田川郡川崎町に，大峰炭鉱峰地坑は同郡添田町にある。これらの町には日吉線およびバス道路が通じており，石炭は引込み線で同線後藤寺駅・川崎駅および西添田駅にそれぞれ搬出されていて，交通・運搬の便は良好である。

3. 地質および炭層

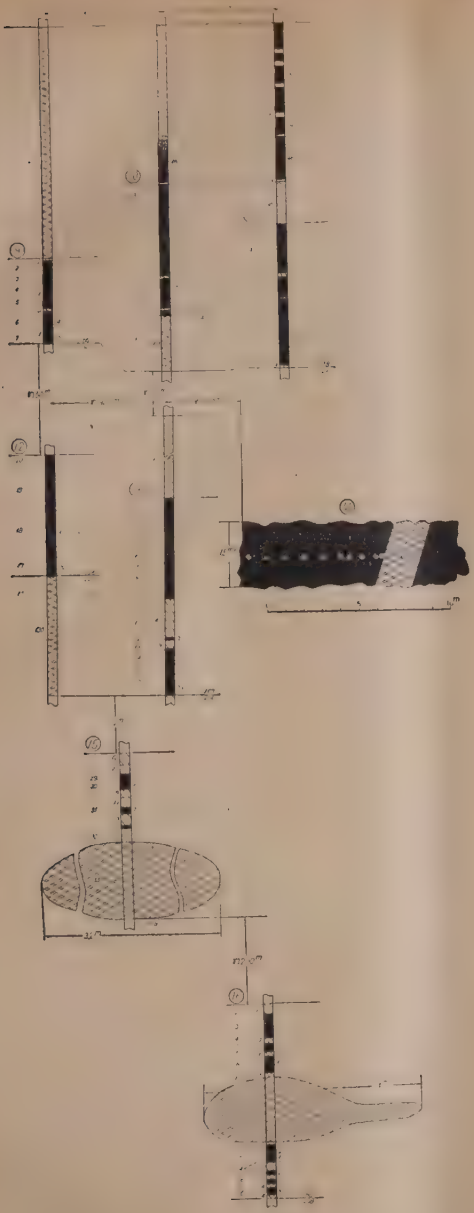
筑豊炭田田川地域を構成しているおもな地層は，下位から中-古生層および花崗岩類，直方階の大焼層・3尺5尺層・竹谷層・上石層および大辻階の出山層である。

本地域の古第三紀層は，ほぼNS方向の向斜軸を有する非対称的な向斜構造をなし，地層はその西翼で緩傾斜を，東翼で急傾斜をしている。西翼はその分布の幅が広く，西側で基盤岩の中-古生層上に不整合にのり，東翼は東側で基盤岩に正断層で接している。各地層の層厚および岩質は第4図に示す通りである。

主要夾炭層は3尺5尺層および竹谷層で，いずれも3～6枚の炭層を挟有し，走向N 4～38°W，傾斜 13～16° Eを示す。現在稼行の対象となつている炭層は，3尺5尺層中の田川4尺層（別名田川尺ナシ層）・田川4尺層（別名田川3尺層）・田川3尺層・田川8尺層，竹谷層中の竹谷下3尺層・竹谷中3尺層および竹谷上3尺層である（第3，4図参照）。



第2図 a 筑豊炭田田川地域炭柱図



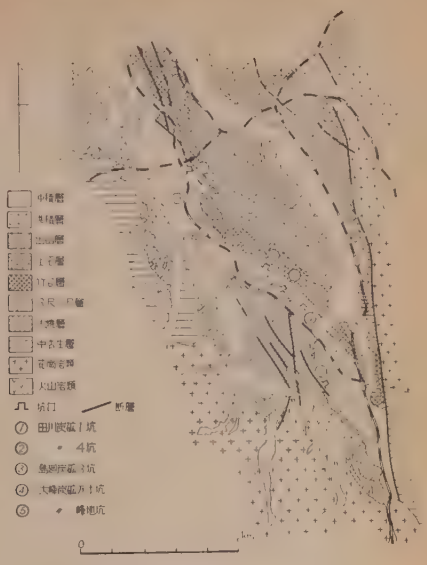
(b)

第2図　a，b筑豊炭田田川地域炭柱図

4. 火成岩の進入

筑豊炭田の第三紀層中に進入している火成岩は，いわゆる「ドン」と呼ばれている。これは安山岩質の岩石である。

火成岩はその現出状態によって，岩床と岩脈とに大別される。しかし岩脈の分布は岩床のそれに比較してあまり多くない。岩床を形成している火成岩は，主として炭層中に比較的広範囲にわたつて進入している（第8図）。岩床には板状のものと，網目状のものとがある。後者はその厚さが一定しておらず，膨縮がはなはだしい。



第3図　田川地域地質図(松下久道による)

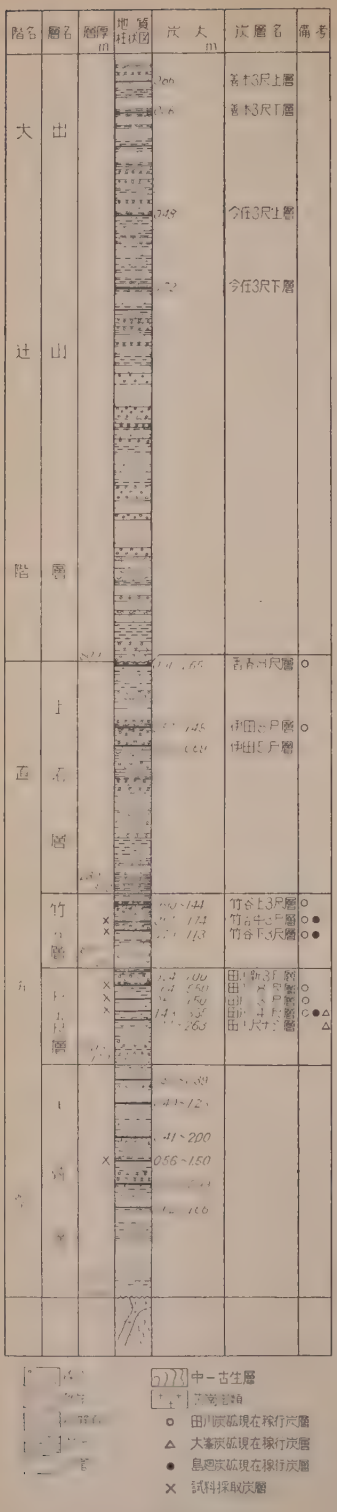
火成岩の進入時代は詳かでないが，常圧下における粘結炭の熔融開始温度は350°C±で，非粘結炭は熔融しないこと，岩漿は地層中炭層のみを選んで進入していることなどから判断して，石炭が大体現在みられるような炭化度（粘結炭）を有していた時期に進入したものと考えられる。

また粘結炭は380～400°C でコークス状に変質するので，煽石の生成温度はこの程度のものではないかと思われる。

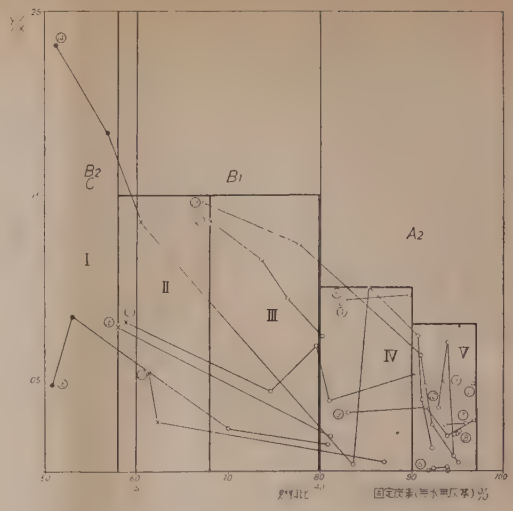
5. 火成岩の熱影響による炭質の変化

採取した石炭の工業分析の結果，火成岩の厚さおよび試料の火成岩からの距離は，第1表に示す通りである。

第5図は火成岩の熱影響による炭質変化の範囲を示す。図から明らかなように，1，2の例外はあるが，いずれの炭柱も固定炭素（無水無灰基）が増大するにしたがつて Y/X の値は減少する傾向が認められる。すなわち I→II→…→V と火成岩に近づくにつれて揮発分が減少する。一般に JIS 石炭分類の C 級炭から B_2，さらに B_1 へと炭化が進むにしたがつて粘結性は増大するのであるが，図においては反対に粘結性は減少して粘結→凝粘結→非粘結となつている。すなわち固定炭素（無水無灰基）58%以上（II～V）は，火成岩の熱変成作用を受け

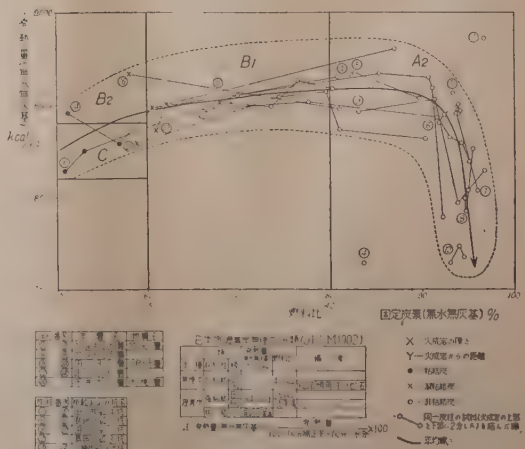


第4図 田川地域地質柱状図5)



第5図 火成岩の影響による炭質の変化範囲図

第6図 火成岩の影響による水分の変化図



第7図 火成岩の影響による発熱量の変化図

第8図　田川地域炭層およびドン露頭図（三井鉱山の資料）

第1表 筑豊炭田田川地域における石炭工業分析，ドンの厚さおよび試料のドンからの距離一覧表

地層名	炭層名	炭鉱名	炭性番号	試料番号	水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	発熱量 (k.cal/kg)	硫黄 (%)	無水無灰基における* 固定炭素 (%)	発熱量 (k.cal/kg)	粘結性	JIS石炭分類	火成岩の厚さ (X)m	火成岩からの距離 (Y)m	Y/X
竹谷層	竹谷中三尺層	田川炭鉱四坑	1	4	2.53	41.40	5.04	51.03	4,672		96.72	8,855	非粘結	A_2	18	8.52	0.473
			2	14	3.77	17.21	16.15	62.87	6,656		80.97	8,366	〃	〃	2	0.77	0.385
			〃	15	2.79	9.75	22.84	64.62	7,402		74.55	8,539	〃	〃	〃	0.87	0.435
			〃	17	3.82	37.89	8.43	49.86	4,594		90.32	8,313	〃	〃	〃	1.07	0.535
			〃	19	2.85	9.61	18.51	69.03	7,436		79.55	8,570	〃	(B_1)	〃	1.37	0.685
			〃	20	3.26	6.54	37.39	52.81	7,434		58.88	8,289	凝粘結	(C)	〃	1.62	0.810
			3	5	3.59	5.99	6.35	84.07	7,695		93.47	8,556	非粘結	A_2	18	8.84	0.491
			4	11	3.29	6.83	16.41	73.47	7,740		82.25	8,665	〃	〃	18	16.37	0.909
			5	17	4.21	20.03	14.43	61.33	6,430		82.69	8,670	〃	〃	18	16.72	0.929
			〃	18	2.15	15.10	9.64	73.47	6,959		89.66	8,534	〃	〃	〃	17.17	0.954
	竹谷下三尺層	島廻炭鉱一坑	6	5	4.79	18.59	7.65	68.97	6,310		91.80	8,399	〃	〃	26.28	0.03	0.001
			〃	6	5.46	4.64	5.71	84.19	7,579		94.04	8,465	〃	〃	〃	0.10	0.004
			〃	7	5.20	7.87	5.92	81.01	7,311		93.87	8,472	〃	〃	〃	0.17	0.006
			〃	9	4.45	25.89	7.25	62.41	5,705		92.34	8,441	〃	〃	〃	0.39	0.015
			〃	10	4.61	17.66	6.17	71.56	6,446		93.76	8,446	〃	〃	〃	0.50	0.019
			〃	11	4.22	25.07	6.23	64.48	5,844		93.85	8,507	〃	〃	〃	0.83	0.032
			7	20	4.78	13.12	6.33	75.77	6,846	0.45	93.60	8,447	〃	〃	22	5.51	0.250
			〃	21	8.17	17.05	4.37	70.41	5,894	0.26	95.90	8,028	〃	〃	〃	5.66	0.257
			8	23	8.46	9.56	5.22	76.76	6,491	0.28	94.50	7,992	〃	〃	23	4.54	0.197
			〃	24	8.38	11.70	5.10	74.82	6,254	0.29	94.73	7,918	〃	〃	〃	4.61	0.200
			〃	25	8.47	11.16	4.95	75.42	6,383	0.27	94.89	8,031	〃	〃	〃	4.69	0.204
			〃	26	7.04	23.42	5.00	64.54	5,589	0.34	95.37	8,259	〃	〃	〃	4.96	0.216
三尺層	田川八尺層	田川炭鉱一坑	9	2	3.52	12.86	14.98	68.64	6,986		83.10	8,459	〃	〃	2.5	0.08	0.032
			〃	5	2.72	9.26	6.12	81.90	6,951		93.83	7,964	〃	〃	〃	0.47	0.188
			〃	6	4.38	24.56	4.26	66.80	5,627		96.67	8,143	〃	〃	〃	0.69	0.276
			〃	7	5.28	8.74	8.07	77.91	7,269		91.35	8,524	〃	〃	〃	0.87	0.348
			10	15	1.74	30.51	10.91	56.84	5,750		87.03	8,804		〃	0.6	0.03	0.050
			〃	17	2.17	7.89	34.38	55.56	7,591		62.21	8,500	凝粘結	(B_1)	〃	0.16	0.267
			〃	19	2.58	6.56	35.70	55.16	7,554		61.05	8,362	〃	〃	〃	0.32	0.533
			〃	20	2.54	8.33	28.93	60.20	7,526		68.05	8,508	〃	〃	1.21	1.64	1.355
			〃	21	2.61	7.77	24.08	65.54	7,553		73.64	8,487	非粘結	〃	〃	1.39	1.148
			〃	22	2.98	9.74	21.11	66.17	7,461		76.49	8,625	〃	〃	〃	1.14	0.942
			〃	23	3.41	11.25	17.50	67.84	7,249		80.34	8,585	〃	A_2	〃	0.89	0.736
		島廻三坑	12	17	0.69	17.57	5.81	75.93	6,160	0.07	94.52	7,668	〃	〃	1.3	0.10	0.079
		鉱炭	〃	18	0.43	16.84	7.02	75.71	6,220	0.10	93.03	7,643	〃	〃	〃	0.45	0.346
			〃	19	1.74	12.48	6.11	79.67	6,554	0.08	93.97	7,731	〃	〃	〃	0.91	0.700
	田川四尺層	大峰炭鉱万才坑	13	2	5.81	12.50	4.94	76.75	6,609		95.11	8,191	〃	〃	1.4	0.06	0.043
			〃	4	6.38	5.72	7.30	80.60	7,250		92.17	8,291	〃	〃	〃	0.35	0.250
			〃	6	4.42	15.42	6.84	73.32	6,567		92.89	8,320	〃	〃	〃	0.65	0.464
			〃	8	5.34	8.50	7.86	78.30	7,203		91.63	8,427	〃	〃	〃	0.88	0.629
			〃	14	4.04	7.50	20.18	68.28	7,479		77.71	8,512	〃	(B_1)	〃	1.73	1.236
			〃	16	3.31	17.11	26.92	52.66	6,551		67.33	8,376	〃	〃	〃	2.04	1.457
			14	19	2.70	14.75	14.50	68.05	6,220		83.63	7,644	〃	A_2	2.1	0.08	0.038
			〃	20	2.05	17.79	7.59	72.58	6,214		92.17	7,891	〃	〃	〃	0.31	0.124
			〃	21	2.48	5.79	8.61	83.12	7,844		91.07	8,594	〃	〃	〃	0.83	0.395
			〃	22	2.08	9.94	8.93	79.05	7,539		90.67	8,645	〃	〃	〃	1.54	0.733
			〃	23	2.47	4.96	13.96	78.61	7,990		85.28	8,669	〃	〃	〃	2.12	1.001
			〃	24	2.55	6.17	36.19	55.09	7,696		60.61	8,477	凝粘結	(B_1)	〃	2.85	1.357
			〃	25	3.37	4.67	39.85	52.11	7,589		56.89	8,286	粘結	C	〃	3.85	1.833
			〃	26	2.95	3.22	45.89	47.94	7,913		51.23	8,457	〃	B_2	〃	4.85	2.310
大峰層	天井ナシ層	大峰地鉱	16	3	3.62	9.33	41.28	45.77	7,120		53.03	8,250	〃	C	0.7	0.59	0.843
		峰炭鉱	〃	5	2.85	38.09	30.09	28.97	4,560		50.81	8,141	〃	C	〃	0.33	0.471
			〃	8	1.78	16.31	25.57	56.34	6,890		69.89	8,547	非粘結	(B_1)	〃	0.16	0.229
			〃	9	1.42	25.08	14.74	57.76	6,182		80.79	8,647	〃	A_2	〃	0.10	0.143
			〃	13	1.58	22.95	15.77	59.70	6,240		81.08	8,475	〃	〃	0.7	0.13	0.186
			〃	16	3.35	19.01	33.16	44.18	6,597		58.04	8,667	凝粘結	(B_2)	〃	0.55	0.786

分析：化学課(1957年11月)

* 無水無灰基＝100－水分－灰分×1.08
非粘結あるいは凝粘結であるので（ ）を付した

た試料と考えてさしつかえない。また火成岩の加熱作用の及ぶ範囲（最大限）は，固定炭素（無水無灰基）90%以上のものにおいては，火成岩の厚さの約0.8倍，固定炭素（無水無灰基）80～90%のものでは約1.0倍，固定炭素（無水無灰基）58～80%のものでは約1.5倍である。

第6図は火成岩の熱影響による水分の変化図である。図において固定炭素（無水無灰基）が増大するにつれて固定炭素（無水無灰基）58%までは水分は多少減少し，固定炭素（無水無灰基）70～90%間は多少増加し，90%以上になると急激に増加する傾向がある。

第7図は火成岩の熱影響による発熱量（無水無灰基）の変化図である。図において固定炭素（無水無灰基）が増大するにしたがつて，発熱量（無水無灰基）は徐々に増加して，固定炭素（無水無灰基）が大体90%以上になると発熱量は急激に減少する傾向がある。発熱量が急激に減少するのは，高温乾溜を受けたために，水素の含有量が非常に少なくなつたことに由来するものである。

6. 火成岩の熱影響による石炭組織の変化

各炭化度の石炭について，顕微鏡的観察を行なつた結果は次の通りである。

6.1 火成岩の熱影響を受けていない石炭の組織

(1) ビトリツト：細胞組織の認められないコリニツトと細胞組織の認められるテリニツトがあり，定量的にはコリニツトはテリニツトよりもはるかに多い。テリニツトの細胞孔はレジニツトで満されている場合が多い（図版a）。

(2) クラリツト：ビトリニツトを基地として，これにクチニツト・少量のスポリニツトなどが入り込んだものが多い（図版b）。

(3) ドリツト：デグラディニツトを基地として，これにスポリニツト・スクレロチニツト・レジニツトおよび粘土質物などの入り込んだものである（図版c）。

6.2 火成岩の熱影響を受けた石炭の組織

火成岩の熱影響を受けた石炭の組織は，変化の度合によつて固定炭素（無水無灰基）50～80%のものと，80%以上のものに分けることができる。

(1) 固定炭素58～80%の石炭の組織

各石炭組織成分の輝度は前者に比較して高く，炭化が進むにしたがつてレジニツトの輝度はビトリニツトまたはデグラディニツトの輝度に，ビトリニツトまたはデグラディニツトの輝度は，スクレロチニツトの輝度に近づき，またスポリニツトの輪郭が不明瞭になつてくるしかし各石炭組織成分は識別することができる（図版d～h）。

(2) 固定炭素80%以上の石炭の組織

輝度は前者に比較してさらに高く，各石炭組織成分の区別はほとんど不可能である。基地はビトリニツト状で，粘土質物・黄鉄鉱などを識別しうるだけである。また石炭が乾溜されて揮発物が逸散した際に生じたガスの通過孔が認められる。固定炭素90%以上のものは，80～90%のものに比較して，ガスの通過孔は大きく，丸味を帯びていて，孔の数も多い（図版i，j）。

7. 結 語

今回筆者が筑豊炭田田川地域における火成岩の熱影響による石炭組織の変化について，調査を行なつた結果を要約すれば次の通りである。

(1) 火成岩（安山岩質）の大部分は炭層中に岩床として迸入している。

(2) 火成岩は石炭がすでに粘結炭となつていた時期に迸入したと考えられる。

(3) 火成岩の加熱作用の及ぶ範囲は，火成岩の厚さの約1.5倍である。

(4) 燻石の生成温度は380～400°C以上であると推定される。

(5) 火成岩の熱影響によつて石炭の粘結性は減少する。

(6) 固定炭素（無水無灰基）90%以上になると水分は増大し，発熱量（無水無灰基）は減少する。

(7) 炭化が進むにしたがつて石炭の輝度は増大し，各石炭組織成分の識別は困難となり，固定炭素（無水無灰基）80%以上になると基地は一様にビトリニツト状になつて各成分の識別はほとんど不可能になる。したがつて高炭化度の石炭，とくに無煙炭については新たな石炭組織の分類法を定める必要がある。

（昭和29年3月調査）

文 献

1) 浅野五郎：夾炭層内における岩漿の運動と熱作用について，鉱山地質，Vol. 7, No. 26, 1957

2) 伊木貞雄：燻石の特性とその利用，石炭評論，Vol. 6, No. 1, 1955

3) 岩崎高雄・早川敬一郎・内野雅之：顕微鏡による石炭の熱変化の研究，石炭評論，Vol. 4, No. 7, 1953

4) 岩崎高雄・早川敬一郎・内野雅之：コークス組織の顕微鏡的研究 (1)，石炭評論，Vol. 4, No. 7, 1953

5) 九州炭鉱技術連盟地質委員会：九州各炭田炭層対

比図および説明書, 1953

6) 上治寅次郎：筑豊炭田の火成岩及びその石炭に及ぼす影響 (1), 水曜会誌, Vol. 5, No. 6, 1927

7) 上治寅次郎：筑豊炭田の火成岩及びその石炭に及ぼす影響 (2), 水曜会誌, Vol. 5, No. 9, 1928

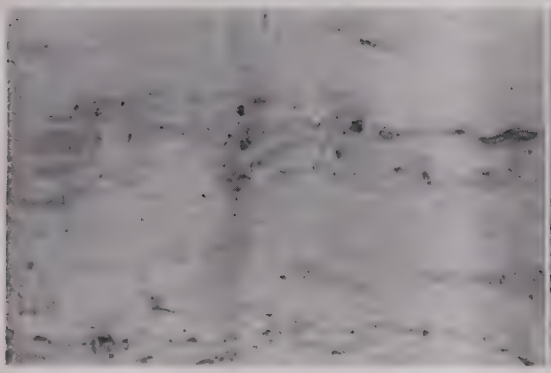
8) 上治寅次郎：筑豊炭田炭層中に迸入せる噴出岩に関する研究 (1), 水曜会誌, Vol. 10, No. 5, 1940

9) 上治寅次郎：筑豊炭田炭層中に迸入せる噴出岩に関する研究 (2), 水曜会誌, Vol. 10, No. 6, 1940

訂 正

月報9巻6号, 群馬県高崎亜炭田炭質調査報告中の図版1gに, 上過半部とあるのは下過半部に, 下部とあるのは上部に訂正致します。

筑豊炭田田川地域における石炭組織の顕微鏡写真

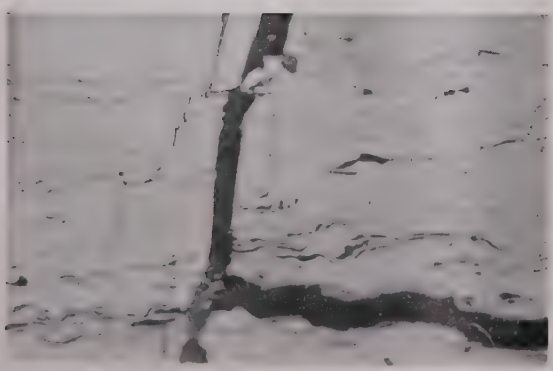


a

b

c

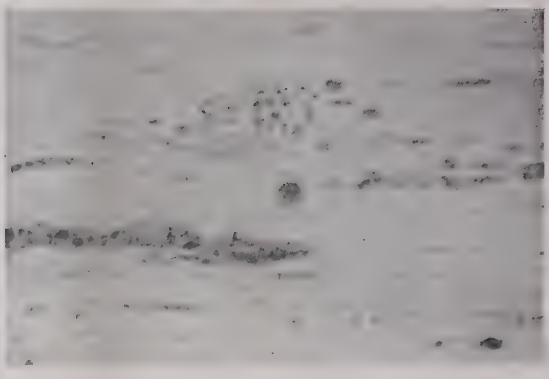
d



e

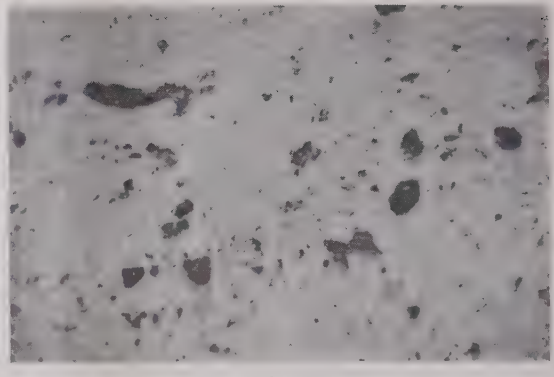
a. テリニット
暗灰色団塊状：レジニット（×200 油浸）
b. クラリット
暗灰色亀甲状：クチニット
黒色粒子：スポリニット（×200 油浸）
c. ドリット
黒色団塊状：レジニット
黒色粒子：スポリニット
白色団塊状：スクレロチニット（×200 油浸）
d. テリニット
暗灰色団塊：レジニット
黒色部：火成岩脈（×200 油浸）
e. テリニット
黒色部：火成岩脈
細い黒線：おしつぶされた細胞組織（×200 油浸）

f

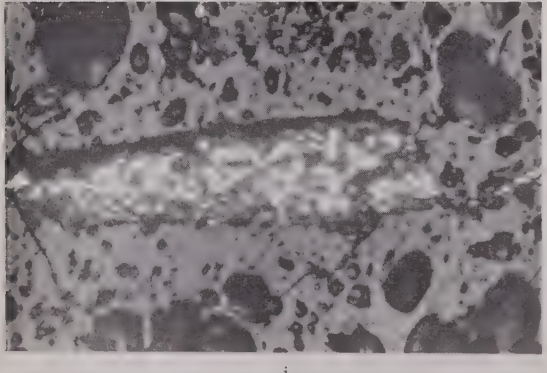


g

h



i



j

f. クラリツト
黒色部：フクニツト
黒色団塊：ガス逸散孔
黒点：スポリニツト（×200 油浸）

g. クラリツト
上部中央の灰色団塊：スクレロチニツト
細長い黒色部および黒点：粘土質物（×300 油浸）

h. ドリツト
左中央および上部にみられる暗灰色団塊：レジニツト
黒色粒子：スポリニツト
黒点：粒土質物（×200 油浸）

i. 無煙炭
団塊状黒色部：ガス逸散孔（×200 油浸）

j 無煙炭
団塊状黒色部：ガス逸散孔
白色部：黄鉄鉱（×200 油浸）

註）a～c：火成岩の熱影響を受けていない粘結炭
d～h：固定炭素（無水無灰炭）70～80%の石炭
i：固定炭素（無水無灰基）80～90%の石炭 ｜ 火成岩の熱影響を受けたもの
j：固定炭素（無水無灰基）90%以上の石炭

553.981：550.84(524)

北海道石狩炭田夕張地区炭田ガス予察報告

本島　公司*　牧野　登喜男**　牧　真一*

Reconnaissance Survey of Coal Field Gas in the Y bari District of the Ishikari Coal Field, Hokkaid

by

Kōji Motojima, Tokio Makino & Shin'ichi Maki

Abstract

In the Yūbari district, the main gas bearing or producing formations are the Yūbari and Ikushumbetsu coal-bearing formations. These two are considered to be fresh water sediments, but underground water flowing out from these formations has much quantity of Cl^- (3～11g/l), I^-(10～45mg/l), $Ca^{2+}$and HBO_2, and no SO_2^{2-}, NO_3^- and NO_2^-.

Natural gas in this district shows the following chemical characters:

CH_4=93 ～ 99 vol.%
CO_2=0.4～1.6 〃
N_2=0.4～5.6 〃
O_2=0.1～0.3 〃

Maximum daily production of natural gas from the boring well is about 130,000m³ per well.

Present daily productions of gas from the Shinhoronai and Heiwa mines are 40,000m³ and 65,000m³ respectively, and at both mines, gas has been used as fuel material.

It is considered from geochemical data that in this district, the saline. underground water and some natural gas are probably derived from the Poronai, Wakkanabe and the Cretaceous marine shale.

要　旨

1)　今回行なつた石狩炭田における天然ガスの予察調査は，炭田ガスの地下賦存状況の考察と，その調査方法確立の端緒を得ることを目的とした。対象炭鉱は新幌内坑・夕張2坑・平和2坑である。

2)　石炭層ガスの存在状態は，一般に吸着と遊離の2つに分けられるといわれているが，炭田ガスの集積と貯溜は，造構造運動に随伴する二次的空隙が重要な役割を占めていると判断される。

3)　炭田ガスを調査研究するうえに，成因・移動・集積を通じて，炭層が重要な役割を占めている。

4)　ガス附随水は含水層の堆積環境から推定される性質と異なり，Cl^- を3,000～10,000 mg/l 程度含む化石海水と思われる水質を示している。新幌内坑の水は著量の I^- を含み，夕張2坑と平和2坑の水は Ca^{2+}, HBO_2 の著量を含む。これらの地下水はそれぞれ幌内層・若鍋層，および白堊紀層にその根源を求めるのが妥当であろう。

5)　ガス質は大略，CH_4=93～99 vol.%，CO_2=0.4～1.6%，N_2=0.4～5.6%，O_2=0.1～0.3%である。

6)　今後の調査研究上，とくに重要と思われる事項としては，

(1)　ガスの所在の正確な把握とその状況
(2)　地下水および泥岩等の有機質岩の地球化学的研究
(3)　ガスと地下水の動きを規定するため，地層の物理的研究
(4)　ガス質の研究
(5)　石油地質学の面からみた当地域の研究
(6)　地表地質および試錐によるガス鉱床の立場からの

* 技術部
** 燃料部

検討

(7) 経済面からの炭田ガスの検討

などがあげられる。

1. 緒 言

炭田地域における天然ガス（炭田ガス）は，従来保安の面から重要視され，強制通風によつて大気中に放出させられていた。しかし近年はこれを可能な限りにおいて採取し，利用しようという方向に転換し，積極的にガス抜きが実施され，炭田ガスが炭鉱において一つの資源として取扱われるようになつた。しかしながら炭田ガスについては組織的調査が少なく，賦存状況その他未解決の問題が多く残されている。

地質調査所では，ガス資源としてのわが国炭田ガス調査を計画し，基礎研究を進めているが，この調査においては，その一環として，炭田ガスがどんな状況で坑内や坑外においてみられるか，またそれはどんな方法で調査を進めたらよいか，等をおもな着眼点にして作業を行なつた。

このために，調査地として実際にガスを多量に産出している石狩炭田の夕張地区を選び，そのなかの夕張 2 坑・平和 2 坑・新幌内坑の 3 坑を選択し，調査の対象とした。

第 1 次の現地調査は，昭和 29 年 10 月 24 日から 11 月 4 日の間に行なわれ，本島・牧野・牧のほかに上島宏・水落克・狛　武が参加し，北海道地下資源調査所二間瀬洌技師から協力を受けた。

また第 2 次の現地調査は，昭和 31 年 3 月 15 日から26 日に至る 12 日間牧野が実施した。

現地調査にあたつては，北海道炭礦汽船株式会社の夕張・平和・幌内各鉱業所，および同社の地質調査所の方々から，地質とガス状況についての教示，ならびに坑内案内を受け，調査上多大の便宜を与えられた　記して謝意を表する。

2. 調査地域の地質状況

2.1 地質概説（第 1，2 図参照）

調査地域には，中生代白堊紀層（海成層）を基盤として堆積した古第三紀石狩統が発達する。石狩統は下位から登川層（主として淡水成層）・幌加別層（主として淡水成層）・夕張層（主として淡水成層）・若鍋層（海成層），および幾春別層（主として淡水成層）の 5 累層に細分され，これらの上位に幌内層（海成層）がある。主要夾炭層は調査地域南部の夕張区域では登川・夕張両層であり，北部の幌内区域では幾春別層である。

白堊紀層

地域内には層位的に上から下へ函淵砂岩層・上部菊石層・三角介砂岩層・下部菊石層の順で潜在する。函淵砂岩層と三角介砂岩層は，主として砂質岩からなるが，上部菊石層と下部菊石層は厚い暗灰色の泥岩からなつている。本層には各地で油徴が知られ，岩質から石油および天然ガスの母層となりうる可能性が考えられており，層位と構造上からも，この地域内の炭田ガスを扱う場合には注目すべき地層である。

登 川 層

本層は下位の白堊紀層を緩斜不整合に被覆し，砂岩ないし砂質頁岩を主とし，泥岩を従とする地層で，厚さ 1 m以下の炭層が 1，2 枚存在する程度である。層厚は約 60mである。

幌 加 別 層

全層暗灰色緻密な泥岩から構成され，層中に菱鉄鉱の薄層をレンズ状に挟有している。層厚は約 100 m である。

夕 張 層

夕張地区の主要夾炭層で，本層には 5 ～ 6 回の堆積小輪廻が識別される。岩層は砂岩と泥岩の互層が主である。本層は十尺層および平安八尺層のほか，数枚の炭層を挟有し，層厚は約 160 mである。

若 鍋 層

夕張地区の石狩統における最も顕著な海進下の堆積層で，下位の夕張層とは地域的不整合関係を示す。本層の下半部は暗灰色の泥岩を主とし，上半部は砂岩・泥岩の数mないし数 10 mの厚互層で，層厚は約 160 mである。

幾 春 別 層

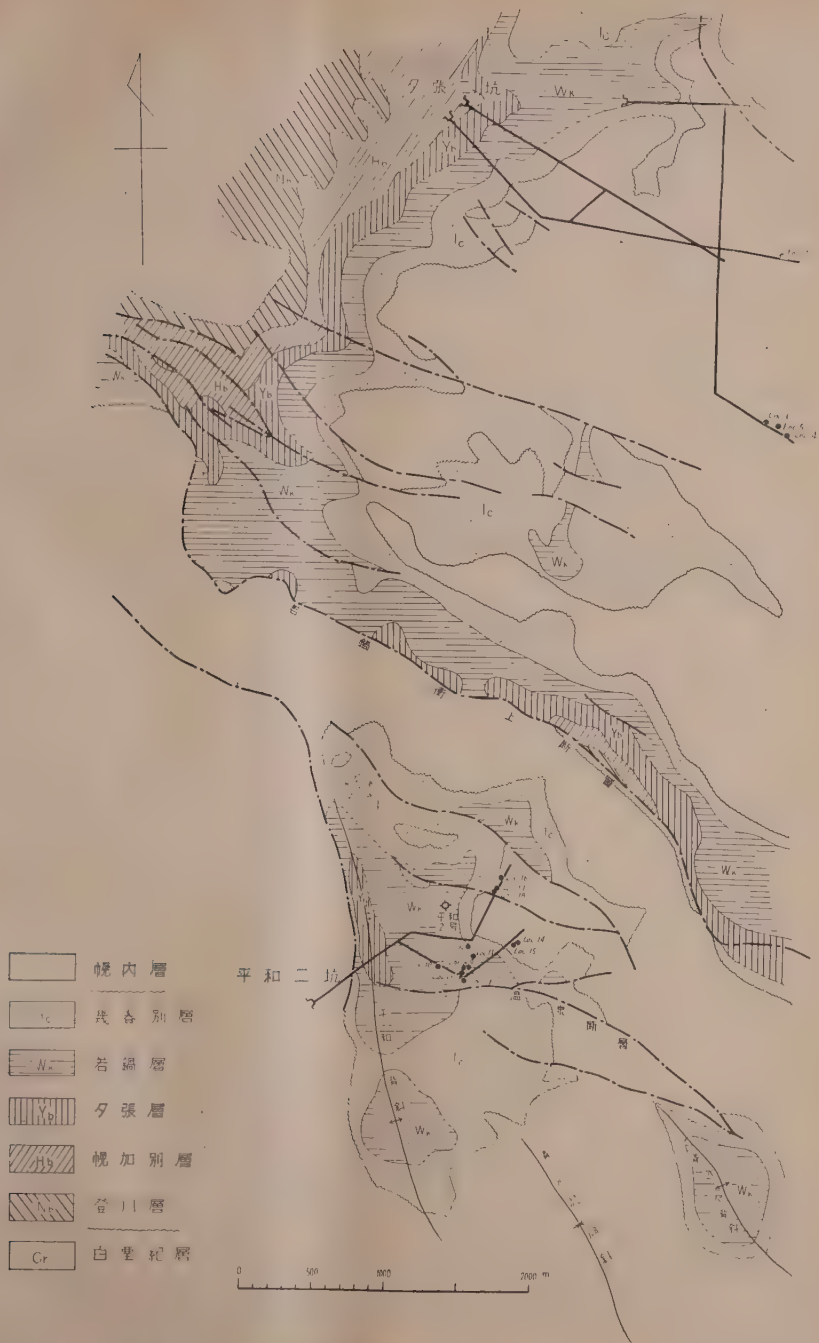
夕張区域では本層は貧縮しており，粗悪な炭層（虎の皮層と呼ばれる）を挟有するが，北方に発達し，幌内区域では主要夾炭層となつている。本層は砂岩を主とし，泥岩・砂質泥岩を従とする地層で，石狩統中最も堅硬な性質を示す。層厚は夕張区域で 0 ～70m，幌内区域では 200mを超える。

幌 内 層

本層は幾春別層の上位に緩斜不整合をもつて接する塊状無層理の暗灰色泥岩であつて，層厚 1,000 m を超える。

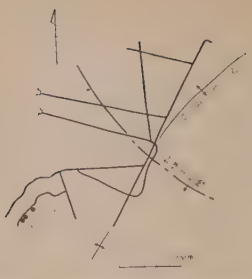
2.2 地 質 構 造

夕張区域は断層・褶曲が比較的多い。そして古第三系と白堊系とはほゞ同様な構造を示す場合が多く，このことは後に地下水とガスの移動を考える場合に重要である。おもな褶曲構造には清水沢背斜・平和背斜および清水沢向斜があり，それらの軸の方向はいわゆる蝦夷方向



第1図 a　夕張－平和区域地質図および試料採取位置図（北海道炭鉱汽船K.K.資料）

註1）



第1図 b 新幌内坑試料採取位置図

といわれる南北性ないし N30°W 程度を示している。断層の主要なものはいずれも逆断層で，走向は褶曲軸のそれとほゞ同様の蝦夷方向を示すが，ほかに東西性に近いものも発達している。

新幌内区域では N40°E 方向の背斜を示している。

3. 既存の資料によるガスと水の状況

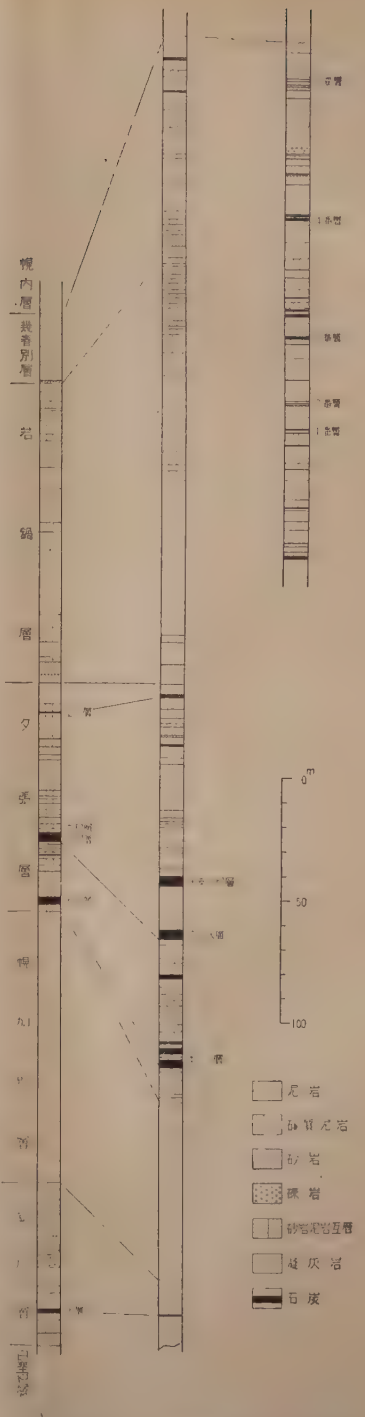
この度の測得値に考察を加えるうえに必要と思われるので，重要部分を抜萃して記載する。

3.1 坑外探炭ボーリング[註1)]

夕張区域においては，過去数10年にわたつて数多くの探炭試錐が施工されてきた。これらのなかには天然ガスの噴出や徴候のあつたものも少なくない。北海道炭砿汽船 K.K. 地質調査所の下河原寿男所長は，これらの孔中記録を検討し，平和—清水沢区域の35孔井について，天然ガスの面から考察を進めて一部を発表された。その結果を層序と地質構造の面から整理すると，第3図および第4図のようになる。第3図でみられるように石狩統の各層に天然ガスの存在が知られるが，とくに夕張層に多い。夕張層中でも平安八尺層附近が最も多く，噴出例の半数を占め，また十尺層も多い。極言すれば炭層附近に最も多いといいえよう。孔井の天然ガス産量も，700 m³/day 以上を示したものが11孔井あり，最大産量は成孔当初約 130,000 m³/day といわれる。

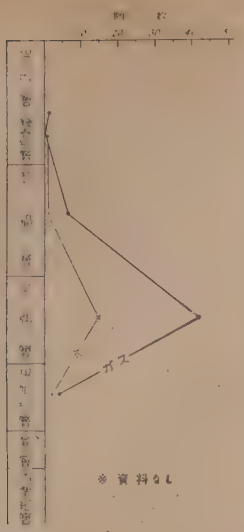
第4図においては背斜構造部に最も多くガスがみられ，また断層破砕帯にも多い。僅かに1例ではあるが，向斜部においても天然ガスがみられていることは興味ある事実である。この孔井はガス量約 1,500 m³/day を示し，塩水とともに噴出しているが，ガス水比等については不明である。

探炭試錐では地域的・構造的にその鑿井点がかなり制

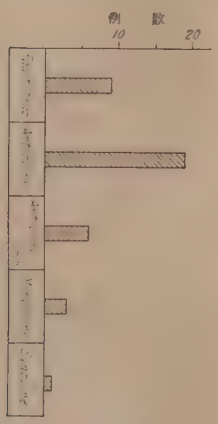


第2図 地質柱状図（北海道炭鉱汽船 K.K. 資料）

註1) 下河原寿男：夕張炭田試錐におけるガス事情，北海道炭砿汽船株式会社ガス抜および利用委員会未公表資料，(1955)，1956年3月炭砿技術会地質部会総会にて講演



第3図　採炭ボーリングにおいてガスおよび水のみられた例数と層位との関係
（北海道炭鉱汽船 K.K. 資料）



第4図　採炭ボーリングにおいてガスのみられた例数と地質構造との関係
（北海道炭鉱汽船 K.K. 資料）

限を受けていることを考慮しなければならないが，大局的には第3，4図に示される結果がガスと水のあり方を考える際の目安となるものと思われる。

3.2　坑内ガス抜

平和・夕張・新幌内各坑とも坑内でガス抜を実施しており，その方法は次に示す通りである。

1)　払跡密閉法
2)　貫層穿孔法（Cross measure method）
3)　ガスチャンバー法
4)　ガス抜坑道法

このなかの1）は採炭跡を完全密閉し，そこに湧出してくるガスを採取する。2）は採炭切羽附近および坑道内にとくにガス湧出の著しいところに実施される坑内試錐で，この方法は非常に効果をあげ，各坑ともに積極的に本法によるガス抜を実施している。3）と4）は坑道掘進のときなどに行なわれている。

なお昭和29年の調査当時においては新幌内坑における同坑のガス採取量は約40,000 m³/dayで，これを自家用燃料に使用しており，昭和31年3月の平和2坑調査当時の同坑のガス採取量は約65,000 m³/dayで，これを発電所に圧送し助燃に使用している。

4.　調査結果

調査当時におけるガス状況についての一部は，すでに上島[8]によつて報告されている。こゝではおもに坑内のガス抜井から得た地下水およびガス附随水について述べる。

4.1　地下水について

坑内のガス抜井ではその大部分が水を伴なわず，また伴なつてもその量は僅少である。水量については，人為的な排水による影響がきわめて大きい。第1図に示した測点で得た結果は，第1表に示す通りである。

1)　pH，RpH

新幌内坑の3例はいずれもpH=7.8を示す。夕張2坑区域では大体それよりもアルカリ性を呈し8.3～8.6であるが，Loc. No. 7は断層上の温泉水でpH=7.1とやや性質を異にする。平和2坑区域ではpH=7.1～7.8を示している。

RpHはすべてアルカリ性側へより，新幌内坑では8.0，夕張2坑は8.6～8.8，平和2坑は7.7～8.1であり，夕張2坑が最もアルカリ性であつた。

2)　HCO_3^-，free CO_2，CO_3^{2-}

pHの項からも予測できるように，HCO_3^-は夕張2坑区域が特徴的に多くて1,000 mg/lを超え，最高4,520 mg/lを示す。これに対して同じ層位的関係にある平和2坑区域ではその約$^1/_5$～$^1/_{10}$量を示すにすぎない。新幌内坑では500 mg/l前後を示していて中間値である。

free CO_2は平和2坑に9～44 mg/lあり，CO_3^{2-}は夕張2坑で0～220 mg/lある。

3)　Cl^-，I^-

出水層位が幾春別層・夕張層という，主として淡水成ないし汽水成と考えられている地層であるが，地下水中のCl^-量は一般に多く，海成層の地下水にみられるような数値を示している。新幌内坑では断層を貫通し，上水の浸入の容易な條件下にあると考えられるLoc. No. 1のCl^-=2,860 mg/lを例外として，Loc. No. 2では約

第1表 石 狩 炭 田

昭和29年調査

測点番号	採取箇所	ガス量* (m^3/d)	水量 (m^3/d)	坑内温 (°c)	水温 (°c)	pH	RpH	free CO_2 (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	Cl^- (mg/l)	I^- (mg/l)	$I^-/Cl^- \times 10^{-3}$	NH_4^+ (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)
Loc. 1	新幌内坑 No. 26 ボーリング	1	0.3	24.6	24.3	7.8	8.0			636	2860	6.7	2.3	3.07	2>	48.1
Loc. 2	〃 No. 33 〃	ca 2800 (100%)	67.2	25.0	23.8	7.8	8.0			487	11680	44.7	3.8	3.65	2>	283
Loc. 3	〃 No. 34 〃	OA	溜り水的	26.0	23.9	7.8	8.0			588	9490	35.7	3.9	3.21	2>	188
Loc. 4	夕張坑				21.5	8.6	8.8	0.0	218	4520	276	0.8	2.9	0.51	2>	7.1
Loc. 5	〃					8.3	8.6	0.0	0.0	1323	3600	1.0	2.8	—	6	50.2
Loc. 6	〃	ca 3600 (100%)				8.5	8.8	0.0	204	4430	206	—	—	—	—	—
Loc. 7	〃		2〜3		35.5	7.1	7.7	34.3	0.0	854	4820	7.1	1.5	1.80	2>	1377
Loc. 8	平和2坑 八尺沿層坑道				15.0	7.7	8.1	8.8	0.0	259	7660	13.8	1.8	2.41	2>	443
Loc. 9	〃				12.5	7.5	8.1	28.6	0.0	214	9430	—	—	—	—	—
Loc. 10	〃 零				15.5	7.4	7.7	19.8	0.0	112	9470	11.3	1.2	3.63	2>	635
Loc. 11	〃				37.0	7.1	7.8	44.0	0.0	132	9790	9.1	0.9	—	2>	1232
Loc. 12	〃				30.0	7.2	7.9	31.6	0.0	134	9790	11.4	1.2	—	2>	884
平和2号	平和ガス2号井		0.0		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

昭和31年調査

測点番号	採取箇所	ガス量** (m^3/d)	水量 (m^3/d)	坑内温 (°c)	水温 (°c)	pH	RpH	free CO_2 (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	Cl^- (mg/l)	Total Fe*** (mg/l)	Fe^{2+}*** (mg/l)
Loc. 13	平和2坑No. 171 ボーリング	1008 (94%)	6.05	15.0	18.1	7.4	—	38.5	0.0	198	10288	0.46	0.07
Loc. 14	〃 本向第二ロング昇 ボーリング	1872 (98%)	69.9	23.8	34.7	7.1	—	37.4	0.0	131	10004	1.65	0.97
Loc. 15	〃 水抜坑	有	72.2	22.5	36.2	7.1	—	32.9	0.0	146	10182	1.54	0.86
Loc. 16	〃 No. 166 ボーリング		0.75	17.6	22.5	7.8	—	34.2	0.0	732	10504	0.55	0.08
Loc. 17	〃 No. 156 〃	288 (39%)	0.60	21.0	26.3	7.4	—	17.6	0.0	244	9078	1.29	0.00
Loc. 18	〃 No. 152 〃	7776 (96%)	0.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Loc. 19	〃 No. 124 〃	4896 (90%)	0.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* ガス量は CH_4 100 %として算出。ブロワーにて負圧をかける。
** 数値は気体流量で ( ) の%は 100 %干渉計による読み。ブロワーにて負圧をかけている。
*** 試料採取から分析までの時間の経過が長いもので,参考値として扱う。

ガス調査表

Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+}/Mg^{2+}	HBO_2 (mg/l)	dis. O_2 (cc/l)	dis. CH_4 +etc (cc/l)	dis. CH_4 (cc/l)	dis. N_2 etc (cc/l)	dis. CH_4 / dis. (CH_4+N_2) ×100%	ガス組成 (vol. %) CO_2	O_2	C_nH_m	CH_4	残	備考
11.8	4.00	27.6	0.24	19.8	16.4	3.4	83.0						孔長76.5m(+51°) V番層着炭 断層をきつている
104	2.72	24.2	0.44	24.5	21.4	1.1	84.4	0.6	0.1	0.0	98.9	0.4	孔長 77 m　V番層掘鑿？
86.4	2.19	263	—	—	—	—	—						V番層着炭
9.4	0.76	7.6	0.34	29.8	28.3	1.5	94.9						坑内集合水
14.2	3.54	31.0	—	—	—	—	—						引立揚げ水
—	—	—	—	—	—	—	—	1.0	0.3	0.0	97.8	0.9	孔長 69 m(+74°) 本層下盤まで掘進　断層の多い地区
32.3	42.6	173	0.34	20.5	18.6	1.9	90.5						幌加別層中　断層面上
55.4	8.00	121	0.20	32.5	31.1	1.4	94.0	0.4	0.1	0.0	98.0	1.5	孔長 45.5 m(+11°) 平安八尺層上
—	—	—	—	—	—	—	—	1.2	0.2	0.0	97.5	1.1	平安八尺層上
77.2	8.23	115	—	—	—	—	—						孔長 34.5m(+20°) 十尺層着炭
229	5.38	194	—	—	—	—	—						採炭跡　十尺層下位
117	7.50	163	2.58	12.7	5.2	7.5	40.7						孔長72.4m(+33°20′)十尺層下位
—	—	—	—	—	—	—		1.2	0.2	—	97.5	1.1	

Fe^{3+} *** (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Ca^{2+} *** (mg/l)	Mg^{2+} *** (mg/l)	Ca^{2+}/Mg^{2+}	NO^- (mg/l)	dis. O_2 (cc/l)	dis. CH_4 $+N_2$ etc (cc/l)	ガス組成 (vol. %) CO_2	O_2	C_nH_m	CH_4	残	備考
0.39	0	833	89	9.36	tr.	0.23	25.5	0.4	0.1	0.0	95.1	4.4	標高＋83.8m孔長94.4m(+70°) 上尺層→平安八尺層掘進
0.68	1	767	317	2.42	0.000	1.26	18.0	—	—	—	—	—	標高＋26.0m 孔長87.2m(+1°)
0.68	tr.	892	57	15.65	0.000	2.22	12.1	—	—	—	—	—	標高＋18.0m孔長84.9m(+6°48′)
0.47	3	264	78	3.38	0.000	0.56	26.2	0.9	0.0	0.0	96.1	3.0	標高＋19.0m 孔長63.9m(+2°) 平安八尺層下位
1.29	0	613	89	6.89	0.000	—	—	1.6	0.0	0.0	92.8	5.6	標高＋18.5m 孔長69.6m(+2°)
—	—	—	—	—	—	—	—	1.0	0.1	0.0	93.9	5.0	標高＋22.3m 孔長67.3m(+3°)
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		孔長93.1m

11,700 mg/l, Loc. No. 3では約9,500 mg/l の Cl^- を含む。また夕張2坑では210～3,600 mg/l を示し，断層上にあつて下の層位にある岩石と通ずると思われるLoc. No. 7においても，約4,800 mg/l の Cl^- がある。夕張2坑は地理的位置が新幌内坑と平和2坑との間にありながら，この両地域よりも Cl^- 量の少ない特徴があるが，これはおそらく地表水の影響によるものと思われる。その地域で断層の多いLoc. No. 6 附近では Cl^- が少ない。平和2坑では7,700～10,500 mg/l Cl^- 程度であつて，10例についてみると，その Cl^- 量は他の2地域に較べて変化が少ない。

I^- は新幌内坑に最も多く，最高45 mg/l あり，平和2坑では9～14 mg/l でこれに次ぎ，夕張2坑では1 mg/l 前後となる。同一量の Cl^- に対する I^- 量は，新幌内坑が最も多く，平和2坑・夕張2坑の順になる。すなわち I^-/Cl^- は，

新幌内坑 $(2.3\sim3.9)\times10^{-3}$

夕張2坑 $(2.8\sim2.9)\times10^{-3}$

平和2坑 $(0.9\sim1.8)\times10^{-3}$

である。この値は油田鹹水のそれに匹敵するもので，海水に較べて著しい I^- の濃縮が起こつていることがわかる。

4) Ca^{2+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}/Mg^{2+}

平和2坑区域において Ca^{2+} は264～1,232 mg/l, Mg^{2+} は55～317 mg/l あつて，それぞれ新幌内坑の Ca^{2+}=48～283 mg/l, Mg^{2+}=12～104 mg/l や，夕張2坑の Ca^{2+}=7～50 mg/l, Mg^{2+}=9～14 mg/l よりも多い。Loc. No. 4の Ca^{2+}=7.1 mg/l はやゝ過少であるが，この水は集合水であるために Ca^{2+} が沈殿したものと思われる。

Ca^{2+}/Mg^{2+} は新幌内坑と夕張2坑とでは0.76～4.0であつて，平和2坑における2.4～15.6よりも大分値が小さい。Loc. No. 7は42.6で特別に数値が大きい。

5) dis. O_2, dis. CH_4, dis. N_2 etc.

dis. O_2, dis. CH_4, dis. N_2 etc. については，坑内試料の採取方法によつて大分変動を受けるかも知れないと思われるが，努めてその影響の少ないと思われる試料について分析を行なつた。dis. O_2 は昭和29年度の観測結果では0.2～0.4 cc/l 前後を示しており，dis. (CH_4+N_2 etc.) は大略20～30 cc/l を示す。なお，dis. $CH_4\times100$/dis. (CH_4+N_2 etc.) の値は大略83～95％であつて，dis. CH_4 と dis. N_2 etc. の量はこれから求められ，第1表に示した通りである。

6) Fe

全般的に少なく1 mg/l 前後である。

7) NH_4^+

新幌内坑で3～3.7 mg/l 位，平和2坑では2.4～3.6 mg/l と測定された。大体3,000～10,000 mg/l の Cl^- 量に対して，NH_4^+ は2～4 mg/l 程度である。

8) SO_4^{2-}, NO_2^-, NO_3^-

いずれも2 mg/l > SO_4^{2-} である。比濁法による分析のため，これ以上の精度は得られない。Loc. No. 5には6 mg/l の SO_4^{2-} となつているが，この水は引立の揚げ水であるので，地層中から直接採取して得た数値とは比較できない。

NO_2^-, NO_3^- はほとんどが0を示している。

9) HBO_2

平和2坑区域にきわめて多く，115～194 mg/l を示し，同一の Cl^- 量に対して順次夕張2坑区域から新幌内坑区域へ量を減ずる。夕張2坑の Loc. No. 7 は，Cl^-=4,820mg/l であるが，HBO_2 が173 mg/l あり，Loc. No. 5よりも1桁多い。

4.2 ガスについて

炭田ガスの成分は，一般に $CH_4>N_2\fallingdotseq CO_2$ なる組織を示す3成分系である。坑内外におけるガス試料の採取はきわめて注意を要するが，坑内試料と坑外試錐試料との分析値に大差ないところから，この度の調査では案外に試料採取が良好であり，分析値も炭田ガスの性質を代表しているものと考える。

炭田ガスは通常 CH_4 が90～95 vol.％以上の高濃度を示し，また CO_2 は非常に少なく大略1％以下である。この度の分析値の範囲は，

CH_4=92.8～98.9 vol. ％

CO_2=0.4～1.6 〃

N_2=0.4～5.6 〃

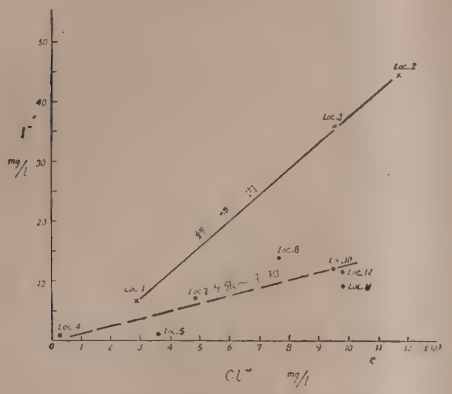
O_2=0.1～0.3 〃

であつた。採炭に伴なう強制通風によつて，炭田ガスは CO_2 と N_2 の増加を来すのが一般であるが，上記の数値は CO_2, N_2 とも0.4～1.6％程度であるので，この点からも試料採取が良好であつたとみなされよう。なお，後述するようにこの地域のガス成分の検討には，質量分析計による分析を実施して，10^{-2} vol.％程度の感度でガス中の A, Heavy hydrocarbon 等を求めるべきである。

4.3 地下水の性質総括

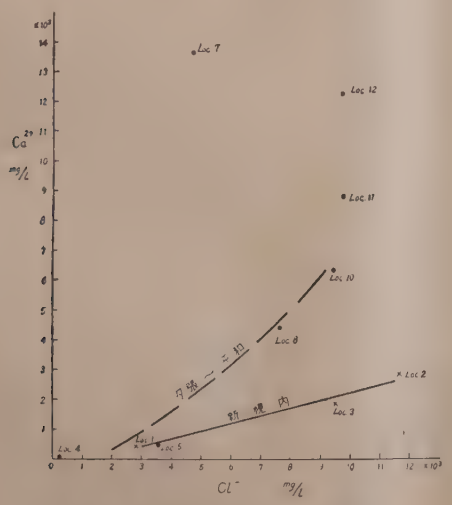
坑内でみられる地下水に対しては，とくに地層の化石水という点について考慮しなければならない。調査区域内において考えなければならない坑内水の根源は，天水・化石水・温泉水の3つであろう。このなかの化石水については古第三系と白堊系の2つに分け，かつ海成と淡水成とに分けて考える必要がある。

以上の点に関して考察を進める1つの方法として，第1表に示した分析表から特定成分間の相互関係を求め，これを第5～10図に示した。これらの図では明らかに層位的な差，あるいは地域的な差を示している。



第5図　地下水中の Cl⁻ と I⁻ の関係

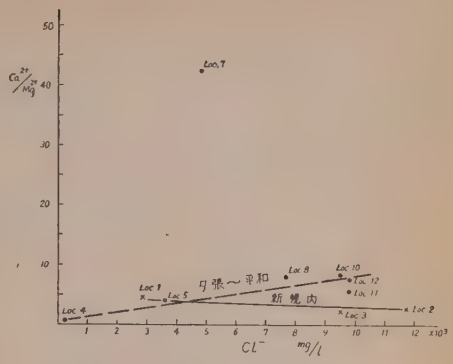
第5図に示した Cl⁻ と I⁻ との関係では，前述のように新幌内坑の地下水（幾春別層）の方が，平和2坑と夕張2坑の地下水（夕張層）よりも，同一 Cl⁻ 量に対して I⁻ の量が多いことがわかる。



第6図　地下水中の Cl⁻ と Ca^{2+} の関係

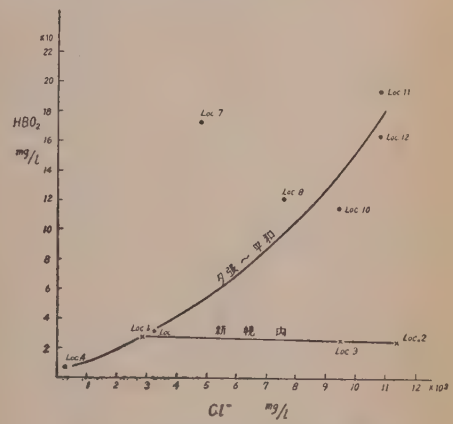
第6図の Cl⁻ と Ca^{2+} の関係は，新幌内坑・夕張2坑および平和2坑ともに正の相関関係であるが，同一 Cl⁻ 量に対しては夕張2坑と平和2坑の方が，新幌内坑よりも Ca^{2+} 量が多い。

第7図の Cl⁻ と Ca^{2+}/Mg^{2+} の間には，新幌内坑では負の相関関係，夕張2坑と平和2坑では弱い正の相関関係を示すようである。

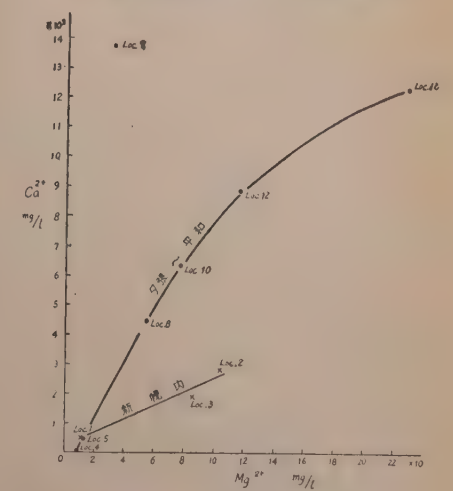


第7図　地下水中の Cl^- と Ca^{2+}/Mg^{2+} の関係

第8図の Cl⁻ と HBO_2 の関係は，新幌内坑では負，夕張2坑と平和2坑では正の相関関係を示す。この点はBの根源を考える場合に重要である。



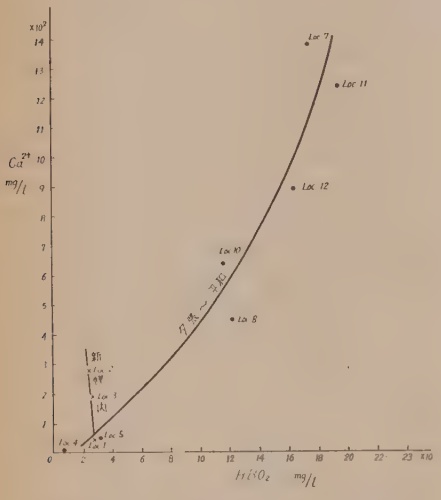
第8図　地下水中の Cl⁻ と HBO_2 の関係



第9図　地下水中の Mg^{2+} と Ca^{2+} の関係

第9図の Ca^{2+} と Mg^{2+} の関係は，新幌内坑・夕張2坑・平和2坑ともに正の相関関係を示す。

第10図の Ca^{2+} と HBO_2 では，新幌内坑では負の相関関係を，夕張2坑と平和2坑では正の相関関係を示している。



第10図 地下水中の HBO_2 と Ca^{2+} の関係

これらの関係図のなかで第5～9図において，1点だけ関係直線や曲線に近づかないものがあるが，この点が前述した Loc. No. 7 である。

以上に述べた地下水の性質によつて，少なくともこゝの地下水は従来いわれてきたように，幾春別・夕張両炭層の堆積相は，淡水成が大部分で，一部汽水成であるという考えとは異なつた性格を示していることがわかる。これらの点については後述する。

5. 坑内ガス状況の総括

ガス抜井はその主目的が採炭時における保安という面から実施されているものであるため，坑内ガス湧出の多い場所に対しては，かなり集中的に鑿井されている。とくに坑道延長部が断層附近になると，この断層に向けて集中的に鑿井される。すなわち断層による二次的空隙がガスの集積と移動に非常に大きな役割をなしているのである。

またガスは全般的に上位炭層と下位炭層の間に存在する炭質頁岩ないし砂岩にも多いといわれ，下位炭層から上位炭層に向けて組織的にガス抜が実施されている。

大体ガス抜井の1孔当りの産ガス量は，成功当初では4,000～5,000 m^3/day 程度を示すものも少なくないが，通常は1,000 m^3/day 前後である。この産ガス量は時間とともに漸減し，大略3～6カ月で数100 m^3/day ないしそれ以下となるようである。漸減の原因は，坑道の展開や切羽開設等の人工的作業によつて生ずる地層への影響，例えばウエーベルの空洞の閉鎖のような作用が，あずかつているとみられている。

6. 炭田ガスに対する一般的考察

6.1 炭田ガスの存在状態

炭田ガスの存在状態は，大別して遊離状態・吸着状態および水溶状態の3つに分けられる。遊離状態のガスは岩石の初生的空隙と二次的空隙を満していて，ガス体の比重差・毛管現象および他よりの圧縮圧等によつて，一般に移動することが比較的容易である。

吸着状態のガスは，とくに炭層または炭質頁岩に対して重要であり，主として吸着する石炭（炭質頁岩を含む）の性質，そこの物理的條件（温度・圧力・液体飽和度など），およびガス質によつて吸着量は左右される。ガスの吸着量は一般的に温度とは負相関し，圧力とは正相関であるが大略30～40 kg/cm^2 に達すると，大体飽和吸着量に近似してくるといわれている。石炭の成分に対しては，揮発分・灰分とは負の相関を示し，固定炭素とは正の相関関係を示す。

遊離ガスと吸着ガスは相互に條件の変化によつて転移することは当然である。これらのために，地下におけるガス圧の測定がきわめて重要になつてくる。

水溶状態のものは化石水中にその深度に対応する静水圧を受け，その圧力に対応するだけのガス溶存量をもつものである。そして圧力によりこの状態を変ずる。

地質構造と坑外ボーリングのガス噴出との関係はすでに述べたが，そのうち背斜構造および断層等に多くのガス噴出がみられ，とくに背斜構造と断層の重複した区域において著量のガス噴出がみられていることは注目される。これらのことと石狩統の地質状況からして，ガスの集積貯溜は地層を構成する岩石の一次空隙よりも二次空隙が重要な位置を占めていると思われる。

炭田ガスの集積・貯溜・移動の問題については，今後に多くの問題を残しているが，幸に坑内において主要含ガス層がかなりみられるから，含ガス層についても，今後知識を増すことは困難でないと思われる。

6.2 炭田ガスに対する炭層の扱い方

炭田ガスを取扱ううえに炭層が重要であることは，上述の資料からもうかがわれるが，ガス鉱床に対する炭層の役割は次のように考慮すべきであろうと考える。

1) 炭層を炭田ガスの母層として扱うこと。

低級炭化水素は有機物のクラッキングでできると考え

られているから，とくに重要である。この場合には現在の炭質も考慮すべきであることはいうまでもない。

2) 炭層を炭田ガスの帽岩 (cap rock) として取扱うこと。石炭の浸透率は小さいし，また化学的にもガスの逸散を防ぐ能力をもつている。

3) 炭層を炭田ガスの貯溜層 (reservoir) として取扱うこと。石炭は浸透率は小さいが，孔隙率は相当にあるので，その有するガス圧と吸着能力によつて有力な含ガス層になる。

とくに2）の場合は貫層穿孔法の成功という面から重要である。

6.3 地下水およびガス附隨水

この度測定したガス附随水は，化石海水的性質を示すことはすでに述べた。その出水層は淡水成ないし汽水成であると考えられているが，現在までの調査では淡水的な性質を示すガス附随水は知られていない。調査地域における海成層は幌内層・若鍋層および白堊紀層である。筆者らの調査の対象となつた夕張層と幾春別層の上位には，それぞれ若鍋層と幌内層とが地域的不整合または不整合関係で重なつているので，調査の結果みられた化石海水的性格の附随水は，夕張・幾春別両層の堆積時の化石水よりも上位の若鍋層・幌内層堆積時ないし堆積後における化石水の移動・置換の結果できたものであるかも知れないし，石狩統の下位にある海成白堊紀層に由来するものかも知れない。夕張2坑・平和2坑区域（夕張層）と新幌内区域（幾春別層）の水質の差が，それぞれ上位にくる海成層の性質の差として表現されたのかも知れない。石狩統の下位に潜在する白堊紀層は，注目されるべき地層で，幌加別層の出水（断層を通じて）は，前述のように特異の水質を示しているが，この測点は白堊紀層に層位的には最も接近した所にあるので，今後は登川層中の地層水の水質にも一段と注目したい。

7. 将来の調査と研究について

この度の調査結果を総合すると，地下水はいずれも質・量とも遊離の炭田ガスと釣合のとれた程度の溶存ガスを保有し，酸化・還元の性状も炭田の有する一般的性質から推定したものをよく表現している。したがつて全般的にはこの地下水はガス附随水として表現してよいものと判断される。

この附随水の著しい特徴は，一般の地下水に較べてその有する Cl^-, HCO_3^-, Ca^{2+}, I^-, HBO_2 量がきわめて多く，SO_4^{2-}, NO_2^-, NO_3^-, dis. O_2 等の酸化的因子がきわめて少なく，油田鹹水に類似の性質を示すことである。油田鹹水には元来有機物の分解にあずかつた地下水とみなされるものが多いが，こゝの附随水にあつても HCO_3^-, I^- 等有機物の還元的分解過程において濃縮されると考えられる性質の化学成分がきわめて多い。この事実は海成層が，この地下水の性質を左右したと考えられ，ガスの一部もこの海成層に由来する可能性があることを推定させる。多孔質な地層に海水が浸透した場合は，もちろん長い地質時代を通じてその有する化学成分は，炭田の場合には

SO_4^{2-} ⟶減少
Ca^{2+} ⟶増加
Mg^{2+} ⟶減少
Cl^- ⟶若干の減少

の方向に変動することは予測できるが，I^- の著量が濃縮するとは考えられない。I^- は新幌内坑にとくに多いが，HBO_2 は平和2坑にとくに多い。また Ca^{2+} も平和2坑に多い傾向にある。第10図では新幌内坑だけは Ca^{2+} と HBO_2 との間にほとんど相関がなく，第8図でも Cl^- と HBO_2 の間に新幌内坑では正の相関がない。調査地区では一般的傾向として，Ca^{2+} は層位的に下位の地層からでる地下水に多いようであるが，第7図の新幌内坑では Cl^- が増えると Ca^{2+}/Mg^{2+} 値が小さくなる。これらの資料から推定すれば平和2坑・夕張2坑では若鍋層・白堊紀層の海成層があり，新幌内鉱では幌内層が存在するが，これらの海成層からの影響の差として取扱いえないだろうかと思う。すなわち平和2坑および夕張2坑においては若鍋層および白堊紀層からの Ca^{2+}, HBO_2 などの供給が多く，逆に新幌内坑においては幌内層からの影響で I^- 等の供給が多かつたと推定されないだろうか。とくに白堊紀層からの供給という面については，夕張2坑の Loc. No. 7 は層位的位置も白堊紀層に近く，断層上にあつて Ca^{2+}, HBO_2 が多く，I^- が少ない等の点から，とくにこの問題について注目すべき点であろう。

以上のような考察をする場合に，もちろん坑道の下部への掘進による地下水の深所への移動と，水とガスの坑内における動き方の相違を考えなければならない。しかし第3図の資料をみても，夕張層にガスと水の多いことは，こゝにガス発生の母岩が発達すると同時に，こゝに貯溜され移動されやすい條件が成立していることを示している。いずれにしても夕張区域にみられる炭田ガスの一部は，石狩統の下位にある白堊紀層に成因的に関係をもつと考えられないだろうか。

今後の研究に際しては，上述したような問題を解くためにも，できる限り観測点を増加して，より正確な推論を行なうべきである。

当地方の炭田ガスを調査研究するうえで，今後とくに

注意しなくてはならない問題は，次のようであろうと考える。

1) ガスの所在を，現場で実際的に，また実験室で理論的に把握すること。

2) 地下水の層位的な化学的性質の把握。

3) 地下水をガス附随水として解析してゆくこと。

4) 開発に伴なう水とガスの動き，および圧力の変化の調査。

5) 地層を構成する岩石の孔隙率と浸透率を測定して，流体の動き方を考える。

6) 地質調査の着眼をきめた後に，全域にわたる地質学的な再検討を行なう。

7) いくつもの採ガス方法を比較検討する。

8) ガスの成因を推定するための調査を行なう。

また白堊紀層に関する石油地質的資料を当地で得て，白堊紀層の oil potentiality を考察する。

9) ガス質の調査および採ガス法の相違によるガス質の変動調査。

10) 経済面からの炭田ガスの検討。

8. 結　言

夕張地区の炭田ガスは，資源的に重要であるので，今後さらに基礎的な調査を進めるべきであり，それがやがて炭田ガスの開発に連なると考える。

こゝのガス鉱床は地下水およびガスの移動と集積の面から興味ある資料を提供した。この度の調査は，今後の調査班によるある程度まとまった仕事を進めるための予察調査として，一応の結果が得られたものと考える。

(昭和29年10月，31年3月調査)

文　献

1) ガス抜試験研究推進委員会：ガス抜試験研究報告書，1954

2) 久末　寛：平和第二炭砿のガス抜，炭砿技術，Vol. 10, No. 11, 1955

3) 上島　宏：北海道石狩炭田夕張地区石炭層ガス予察報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 8, 1955

4) 田母神虎知：新幌内坑におけるガス抜，炭砿技術，Vol. 10, No. 1, 1955

5) 矢崎清貫：北海道新幌内坑における坑内ガスに関する考察，石油技術協会誌，Vol. 19, No. 1, 1954

550.83 : 553.411/.412 (521.61)

静岡県清越鉱山電気探鉱調査報告

陶山 淳治* 小林 創* 高木 慎一郎*

Report of the Electrical Prospecting at Seigoshi Mine, Shizuoka Prefecture

by
Junji Suyama, Hajime Kobayashi & Shinichirō Takagi

Abstract

The electrical prospecting was conducted over the gold deposits at the Seigoshi mine, Shizuoka prefecture.

The deposits are fissure filling gold bearing quartz veins, and the wall rock alteration type is mainly propylitization. The self-potential and resistivity measurements were made along several traverses.

In the resistivity measurement, the writers used the electric profiling method of two electrode system; the electrode separation (a) was equal to 10, 20 and 40m.

The change of self-potential was not intensive. But the mineralized zone was revealed by the resistivity measurement; the resistivity was high (40～80 kΩ-cm) over the silicified zone. Therefore they reduced the vertical distribution of resistivity from the correlation of apparent resistivity with electrode separation.

From this reduction, the writers concluded that the silicified zone encasing in the low resistivity clayey zone had been formed by the later stage mineralization but not the principal mineralization stage.

1. 緒　言

本所事業計画に基づき，昭和30年2～3月および8月の2回にわたり，静岡県清越鉱山において金銀鉱床，なかんづく含金銀石英脈に対する電気探鉱の適応性を検討するための資料を得る目的で調査を行なつた。

第1次調査には物理探査部から陶山・小林・高木が，測量課から藤本弁蔵・相原輝雄が参加し，第2次調査には陶山，小林が参加した。

本調査に対し，種々御支援を賜わつた中外鉱業株式会社の方々に深く謝意を表する。

2. 位置および交通

位置：清越鉱山は静岡県田方郡土肥町新田にあり，

第1図　調査位置図

（5万分の1地形図，修善寺）土肥海岸から土肥川上流約3kmの地点に位する。

交通：本鉱山に至る経路は，

陸路　三島 —駿豆鉄道 約1時間→ 修善寺 —東海バス（沼津または 約1時間

* 物理探査部

修善寺発松崎行 30分 →土肥新田 徒歩 約5分 →山元事務所

海路 沼津港 松崎行東海汽船 約1時間50分 →土肥港 東海バス 約10分 →土肥新田 徒歩 約5分 →山元事務所

の2経路がある。

3. 地　形

地形は達摩(981m)・猫越(1,034m)両火山を結ぶ稜線を境として，東側と西側とで非対称で，東側の緩やかな斜面に反して，西側では急峻な地貌を呈している。調査地域は上記稜線の西側にあつて，棚場山(753m)・大洞山(920m)によつて，それぞれ北東および南を囲まれるスリ鉢状の地形のほゞ中心に位する。

4. 地質および鉱床

本鉱山附近の地質鉱床については，高島清[1][8][9]，西尾潤四郎[4]らの調査がある。

それらによると，鉱山附近は第三紀湯ケ島統に属する安山岩類・粗粒玄武岩が基盤をなし，第四紀火山活動により噴出した新期安山岩類がこれを覆つている。

湯ケ島統に属する安山岩類は，集塊質のものと緻密質のものとがあり，両者は互に漸移し，数回繰返した互層として分布する。集塊質安山岩は一般に淡緑～灰緑色を呈し，比較的斑晶粗鬆の岩石で，同質の円礫または角礫を含む。礫は数cm～数10cmのものが多く，東部においてはこの種のものの発達が著しい。北西部においては，主として角礫質のものが発達し，その南部においては凝灰質のものに移化する。これらの岩石は斜長石・輝石の斑晶の著しい斑状構造を呈し，少量の角閃石を含有する。

緻密質安山岩は上記集塊質安山岩と漸移する関係があり，淡緑～黝緑色を呈する中粒質岩石である。その組成鉱物は上記のものとほとんど変わりがないが，多少塩基性に近く橄欖石を含有する。

粗粒玄武岩は上記安山岩類中に迸入溢流し，新田部落附近を中心として広く分布する。この粗粒玄武岩と基性安山岩との分類は肉眼的には困難である。岩質は基性にして中粒ないし粗粒質・緻密質を呈し，暗緑色～黝緑色を帯びる。斑晶として斜長石・輝石・橄欖石を含有する。斜長石・輝石の状態は上記安山岩と類似するが，橄欖石の含有が比較的多いことにより分類される。

プロピライト化作用は上記安山岩類・粗粒玄武岩に広範囲に及び，この地域の緑色岩類を特徴づけている。

新期安山岩類は第四紀火山活動により噴出したもので，上記の岩石を覆つて標高300～350m以上の高地に分布する。この岩石は下部に数m～数10mの厚さの集塊岩の発達を伴なうが，その厚さは西部ほど著しい。その礫は数cm～数10cmの同質または古期安山岩類およびプロピライトの円礫が多い。上部の新期安山岩の岩質は肉眼的には白色斑晶質で，比較的粒度の大きい斜長石の斑晶が認められる。新期安山岩類は新鮮なものが多く，ほとんど変質作用を蒙つていないが，新田北方，船原峠附近では若干硫気ガス，その他の温泉化作用の影響と思われる粘土化作用がみられる。

鉱床は基性安山岩およびこれを貫ぬく粗粒玄武岩中に胚胎する浅熱水性裂罅充塡含金銀石英脈で，母岩中に発達する断層・裂罅に沿う数回の鉱化作用によつて生成されたものと考えられる。

清越鉱床は1～4号の並行鉱脈からなり，一般に走向N30°E，傾斜70～80°Eを示すが，2号脈のみは西に傾斜する。鉱況の変化は比較的著しく，脈幅の狭い所では脈スジのみとなり，広い所では網状あるいは不規則に肥大し数mにも達する。一般に，粗粒玄武岩，緻密質基性安山岩，珪化した集塊質安山岩等，堅硬質の母岩部では脈幅は肥大し，富鉱部を形成するが，粘土化部分および凝灰質安山岩部では脈幅は狭小となり，品位が低下する傾向がある。

鉱化作用による変質作用としては，緑泥化・珪化・粘土化等が認められる。

鉱石鉱物は自然金・自然銀・輝銀鉱・脆銀鉱・角銀鉱等を主とし，部分的に濃紅銀鉱が認められる。随伴する硫化鉱物は黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黝銅鉱等で，脈石鉱物として石英・方解石・氷長石を伴なう。

清越鉱床の西方約1.8km附近にある30m坑口附近(本報文ではこの区域を横瀬地区と呼ぶこととする)に，かつて天金鉱山として，前鉱業権者三菱鉱業により昭和13年から17年に至る間探鉱された，合計35條の脈がみられる。このうち3條については鏈押が行なわれた(横瀬鉱床という)が，採掘可能鉱床を発見するに至らず，太平洋戦争勃発のため探鉱を中止した。これらの鉱床はいずれもプロピライト化された基性安山岩類を母岩とし，走向N10°E～N10°WないしN40°E内外で，東ないし西に70～90°傾斜する。

5. 物理探鉱調査

5.1 調査目的

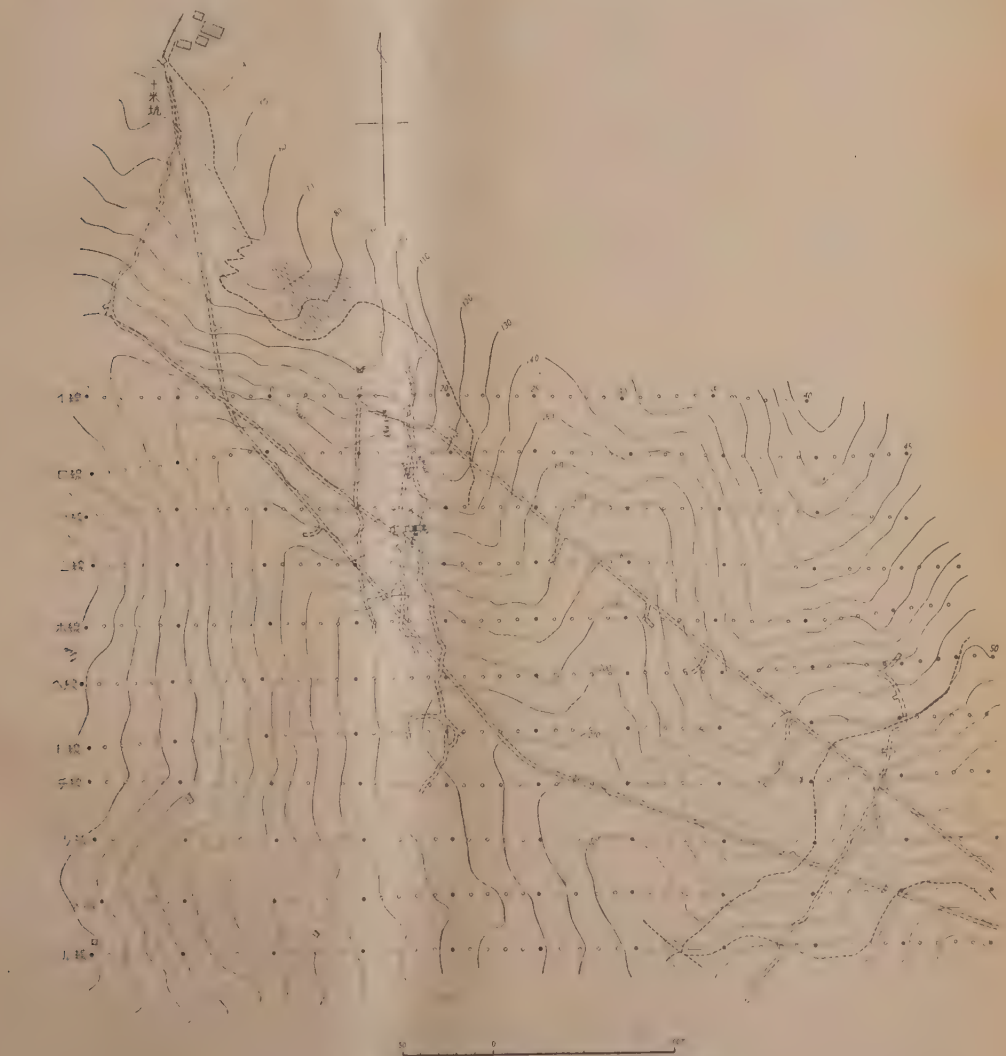
この調査は，含金銀石英脈に対する電気探鉱法の適応性を検討するための資料を，収集することを目的として行なつたものである。含金銀石英脈に対して自然電位法が適用された例は少ない。しかしながら，筆者らが行なつた大口[6]，春日[7]等の鉱山における調査結果は，自然電

位法が含金銀石英脈に対して適用されうる可能性を示唆するもののように考えられる。したがつて，相異なる種々の含金銀石英脈について，自然電位法の適応性を検討する必要があると考えた。比抵抗法の適応性については，野口高[5]が石英質鉱脈の可探性を理論的に検討している。その結果，幅広い石英質鉱脈は比抵抗法によつて直接探知されるが，幅の狭いものは技術的に探査困難であることが明らかとなつた。

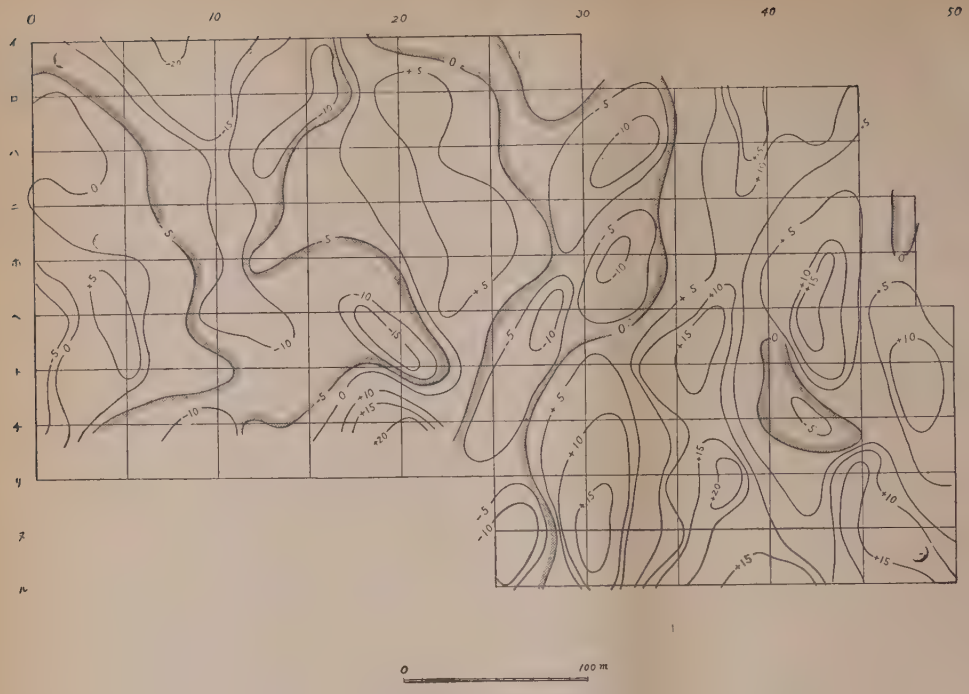
この判定は石英質鉱脈のみならず，珪化帯および粘土化帯についても適用されるものである。わが国には直接探知可能な程度の幅広い石英脈鉱脈は数少ない。したがつて，幅の狭い石英脈鉱脈周辺に発達する珪化帯・粘土化帯等の変質帯の拡がり，性状を調べ，その結果と鉱床成因についての地質学的解釈とを比較検討し，間接的探査法の適応性を調べる必要性がある。かゝる必要性から本調査を実施した。

5.2　調査区域および方法

清越鉱山30m坑附近にある旧天金鉱山において（横瀬地区）は，ほゞ東西に延びる長さ 400～500m の測線を 30m 間隔で第２図のように設定し，各測線上に10mごとに測点を配置した。また清越本鉱床上部においては（本鉱床地区と呼ぶことにする），ほゞ北西～南東に延びる長さ 400m の測線を，30m 間隔で第８図のように設定し，各測線上に 10m ごとに測点を配置した。



第２図　清越鉱山横瀬地区地形ならびに電気探鉱測線図



第 3 図　横瀬地区自然電位分布図（単位：mV

第 4 図　横瀬地区比抵抗分布図（平均 3 極法 a=10 m）

両地区ともに，自然電位法および比抵抗法（電極間隔 $(a)=10$，20 および 40m とする 2 極法による水平探査）による調査を行なつた。このほか，清越本鉱床についての資料を得るために，同鉱床 80，60，30m 坑道において，測点間隔 5m として自然電位法および比抵抗法（電極間隔 $(a)=5$ および 10m とする 2 極法による水平探査）による調査を行なつた。

5.3　調査結果およびそれに対する考察

5.3.1　横瀬地区

横瀬地区で行なつた自然電位測定結果を分布図として第 3 図に，比抵抗測定結果から計算によつて求めた平均 3 極法 $(a)=10$ m の比抵抗分布図を第 4 図に，「ロ」「ホ」および「ト」線に沿う自然電位および比抵抗の変化の断面図を第 5～7 図に示した。

自然電位の分布は，第 3 図にみられるように，区域内においては (+)20～(−)20mV の値を示し，全般的に変化に乏しい。僅かに，太い実線で囲んだ(−) 5～(−) 20mV および 0～(−)10mV 内外を示す部分のみが，低電位異常部と称しうる程度であつて，とくに顕著な負電位異常は認められない。これら低電位異常部は，いずれも次に述べる高比抵抗部ないしはその近傍に認められる。しかし，高比抵抗部は必ずしも低電位を示すとは限らない。

比抵抗分布は，第 4 図に示したように，

(A)：「ロ－6」～「ハ－7」にかけて分布する，最高 40 kΩ-cm に達する高比抵抗部

(B)：「ロ－17」附近に分布する 50 kΩ-cmに達する高比抵抗部，および「ニ～ホ」－「17」附近に分布する 30 kΩ-cm の高比抵抗部

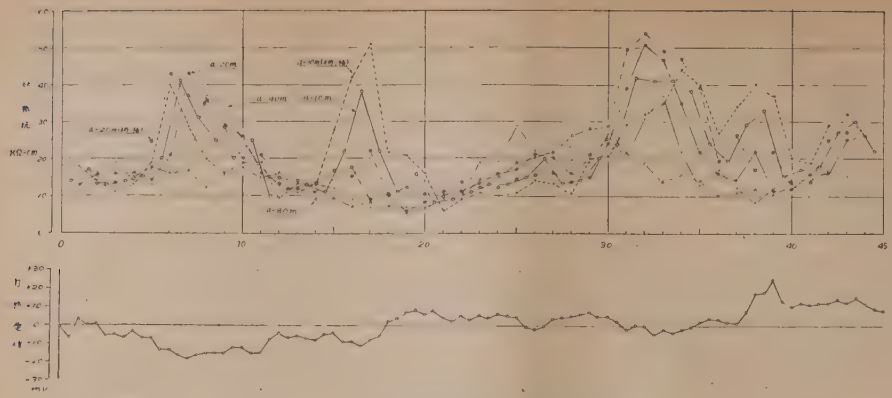
(C)：「ニ－28」～「ホ－30」～「ト－28」にかけて分布する最高 60 kΩ-cm に達する高比抵抗部

(D)：「ハ－35」～「ホ－34」にかけて分布する，最高 70 kΩ-cm に達する高比抵抗部

(E)：「ニ－46」～「ホ－41」にかけて分布する，80 kΩ-cm に達する高比抵抗部

(F)：「チ－44」～「ヌ－41」にかけて分布する 80 kΩ-cm に達する高比抵抗部

(G)：「ト－20」附近および「ト－25」附近に中心をもつ 40～50 kΩ-cm を示す高比抵抗部等がある。このほか，区域北ないし南端の(H)「ロ－38」「リ－6」および「ヌ－46」附近に，40 kΩ-cm 内外を示す高比抵抗部が認められる。これらの高比抵抗部〔(A)……(H)に示した〕は，所々珪化した変朽安山岩が分布する。本地域においては珪化安山岩が他の岩石より一般に高比抵抗を示すことが知られているので，これらの高比抵抗地帯は珪化帯の分布を反映するものと考えられる。このような珪化帯の分布が，直ちに含金石英脈の分布を意味するとは限らず，むしろ鉱床生成時ないしはその前後の鉱山作用によつて母岩（変朽安山岩）が熱水変質（なかんづく珪化作用）を著しく蒙つた部分を反映するものと考えられる。第 2 図に示した坑道分布およびこれら坑内における地質調査の結果とを照合すると，これらの珪化帯（高比抵抗部）中(B)(E)および(F)のように，下部で石英脈を探鉱したものが多い（(C)（D）の下部においても僅かながら石英脈を鏈押している）。これらは立入坑道でみうけられる良好な石英脈であつた。4. において述べたように，珪化した安山岩質岩石等のような堅硬質な母岩の部分においては，一般に鏈幅肥大し，富鉱部を形成する傾向がみられる。したがつて，立入坑道で認められる多数の細脈のなかで，上記高比抵抗部の下部近傍に存在する細脈を，高比抵抗部の発達する方向へ向け探鉱を進める方法は良好な探鉱法の一つと思う。しかしながら，鉱床の生成機構いかんによつては，高比抵抗部の中心で鉱床が富化する場合と，その末端部で富化する場合とがあり，また，高比抵抗部のうちには鉱床生成後の鉱化作用に伴なつて形成された富鉱部の位置と関連のないものがある。したがつて，このような探鉱方法がすべての場合について有効であるとはいい難い。当然のことであるが，比抵抗分布と鉱床との関連を地質学的に充分検討したうえで利用すべきであり，その結果はじめて探鉱の成果が期待しうるのである。この地域の鉱床には走向 N 10°E～N 10°W のものと N 40°E 内外のものとがあり，高比抵抗部にもまたほゞ NS 方向に発達するものと，N 40°E内外の方向に発達するものとがある。このような傾向もまた興味深い事実と考えられる。これまでに，調査結果にみられる高比抵抗部が，珪化帯の分布を反映すること，およびそれらのうちにはほゞ NS 方向に発達するものと N 40°E 方向に発達するものがあることを述べ，比抵抗分布は鉱床生成に伴なう一連の鉱化作用と関連深く，探鉱に際して興味深い資料を提供するものであることを記した。本地域における鉱化と変質両作用の関係は，文献 1，4，8，9 および第 1 表のように考えられている。珪化作用には鉱床生成に伴なうものと，その後の硫酸酸性溶液の上昇によるもの（宇久須型）とがあり，粘土化作用は一般に珪化作用に随伴する。前期および主期鉱化に伴なう粘土化作用は，鉱脈またはこれの両盤に小規模に粘土化を与えているのみで，あまり大きな発達をみないのが普通である。後期のものは一般に宇久須型珪化作用・明礬石化作用に伴ない分布するのが普通で，宇久須においては帯状分布[2)8)]がみられている。比

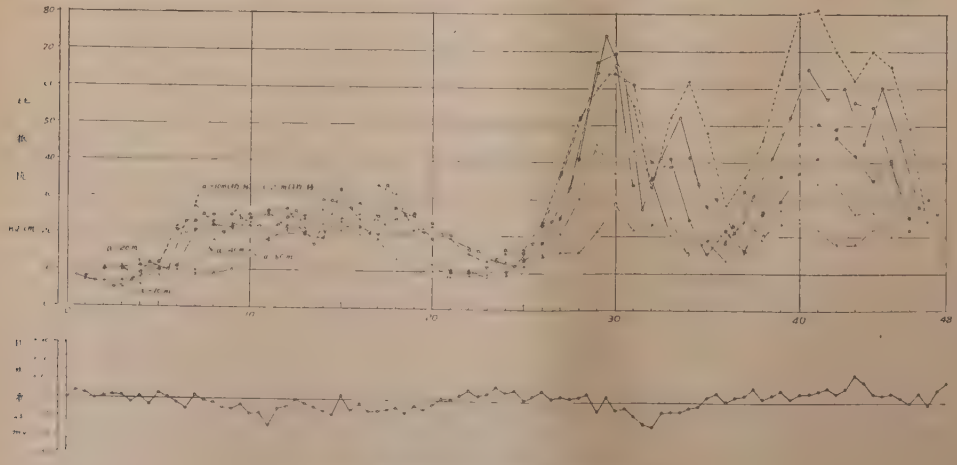


第5図 横瀬地区ロ線自然電位・比抵抗断面図

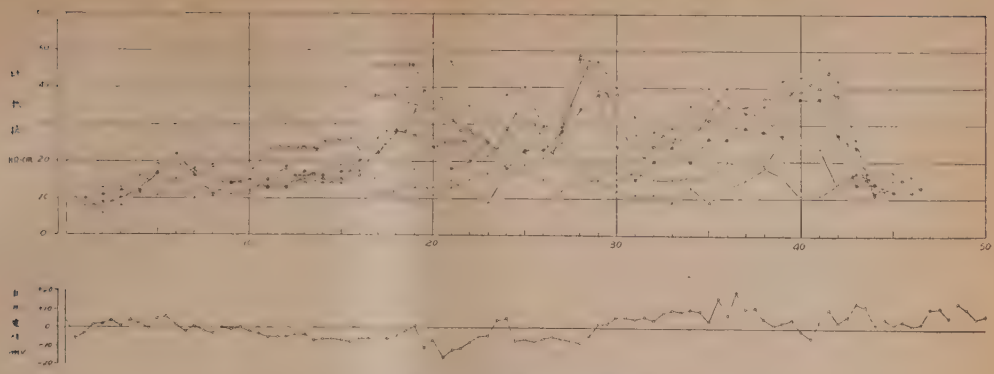
第 1 表

変質作用 ＼ 鉱化作用の前後関係	前期鉱化作用	主期鉱化作用	後期鉱化作用
プロピライト化	———		
緑泥石化	———	———	
鉱化		———	
黄鉄鉱化	———	———	
珪化	———	———	———
粘土化	———	———	———
明礬石化		———	———
方解石化		———	———

抵抗分布を詳細に検討するならば，(A)(C)および(D)高比抵抗部については，次のような特色が認められる。(A) 高比抵抗部は「ロ」－「7～10」附近においては $(a)=20$m の方が $(a)=10$m より高比抵抗を示し（第5図），この部分の浅所は粘土化帯その他低比抵抗物質によつて覆われているように考えられる。また，この高比抵抗部の形状は「ニ」～「ホ」線附近の分布状態から明らかなように，塊状に近い拡がりを示している。(C)および(D)高比抵抗部も「ロ」－「30～34」および「ニ」－「30～33」附近においては $(a)=20$m の方が $(a)=10$ mより高比抵抗を示し，これらの部分の浅所は低比抵抗物質によつて覆われていると考えられる。しかしながら，比較的深所（$(a)=20$ m の比抵抗分布）においては(C)(D)は一団となつた塊状に近い拡がりをもつ高比抵抗帯の存在が推定される。このように，(A)および(C)(D)高比抵抗部は，特異な分布姿態を示し，後期鉱化作用によつて生成された，かなりの規模の粘土化帯を随伴する珪化帯と考えることもできるので，とくに注目する必要がある。なお，これらはいずれもほゞNS方向に発達するものであることも興味深い。比抵抗分布と自然電位分布との関連については，すでに少しく触れた。第3



第6図 横瀬地区ホ線自然電位・比抵抗断面図



第 7 図　横瀬地区ト線自然電位・比抵抗断面図

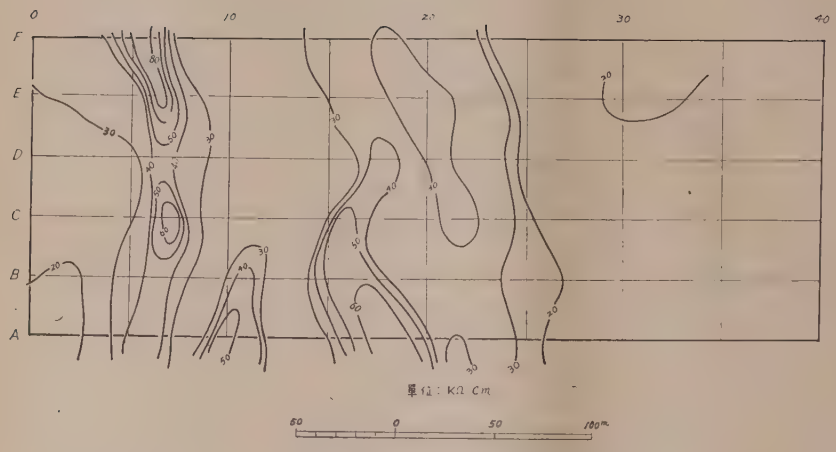
第 8 図　本鉱床地区地形ならびに電気探鉱測線図

～4図にみられるように，高比抵抗部の近傍が低電位を示す場合と，むしろ高電位を示す場合とがある。この関係は第5～7図をみると一層明らかである。第5図に示した「ロ」一線においては，(A)(B)および(D)高比抵抗部は低電位を示すが，「ロ—38」および「ロ—43」附近の高比抵抗部は高電位を示している。しかしながら，第6～7図にみられるように，「ホ」一線においては(A)の南端および(C)(D)の中間部(D)ないしその近傍とも考えられるが，「ト」一線においては「G」の近傍が僅かに低電位を示すようにみられる程度であり，「ロ」一線の場合のような明瞭な傾向はみられない。本調査区域における自然電位測定結果は，再測を行なつてもなお ±5mV 程度の誤差は避けられぬ状態であり，このような結果をもとにして，自然電位分布と比抵抗分布の関連について論じることはできない。たゞ上記珪化帯中には，かなり多量の黄鉄鉱を始めとする硫化物が鉱染している部分が認められるにもかゝわらず，明瞭な低電位異常が認められない事実は注目される。上記珪化帯の孔隙が粘土で充塡されているために，珪化帯の比抵抗値はあまり大きくならず，顕著な自然電位の示徴が認められないのではあるまいか註1)。

5.3.2　本鉱床地区

本鉱床地区で行なつた比抵抗測定結果のうち $(a)=10$

註1) 字久須珪石鉱床の周辺に発達する粘土帯には，多量の硫化物が含まれているが，自然電位の負異常は認められていない。



第9図 本鉱床地区比抵抗分布図 (a=10m)

mのみを分布図として第9図に，「B」「C」および「E」一線に沿う自然電位および比抵抗の変化を第10～12図に示した。

自然電位の測定結果は電位変化に乏しく，おゝむね0～(+)30mVの間の電位を示しており，電位の分布様相のうちになんらかの規則性をみいだしえなかつた。したがつて，本地区においては自然電位分布図は掲げないこととした。

比抵抗分布については，第9図にみられるように，

(A)：「A－6」～「C－7」～「F－6」にかけて分布する80 kΩ-cmに達する高比抵抗部

(B)：「A－10」～「B－11」にかけて分布する50 kΩ-cmに及ぶ高比抵抗部

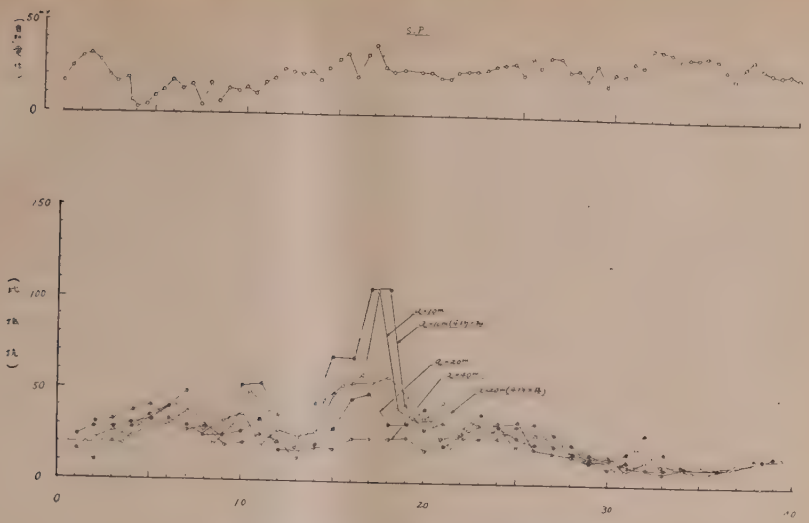
(C)：「A－18」～「C－16」～「D－17」にかけて分布する60kΩ-cmに達する高比抵抗部

(D)：「A－23」～「C－24」～「E－23」にかけて分布する30 kΩ-cm程度のあまり顕著でない高比抵抗部とが認められる。これら高比抵抗部のうちで40kΩ-cm以上の高比抵抗の分布する部分には，所々に珪化帯の露頭がみうけられるので，前述の横瀬地区と同様な推論を行なうことにより，これら(A)，(B)および(C)高比抵抗部は，珪化帯の分布を反映するものと考えた((D)高比抵抗部については後に述べる)。

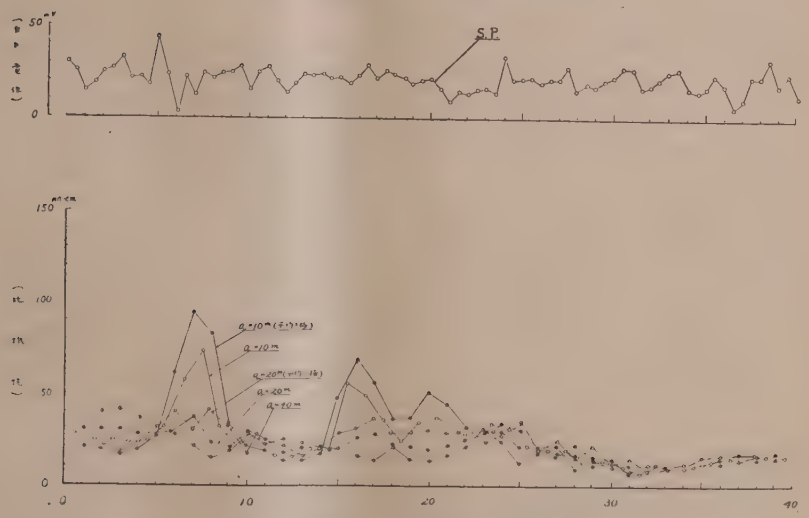
次に，これら高比抵抗部について，各種電極間隔に対応する見掛け比抵抗を比較検討すると，これら高比抵抗はあまり幅の広くない(約20～30m)脈状高比抵抗体(こゝでは珪化帯と考えられる)の存在によつて現われた現象であり，かつこのような高比抵抗を示す珪化帯は，かなりの規模をもつ粘土化帯(低比抵抗部)を随伴するとは考え難い。すなわち，これら珪化帯は不規則に粘土化部を含むことはあつても，宇久須型の規則正しい累帯配列で特徴づけられるような粘土化帯を，周辺に伴なうとは考え難い。したがつて，これら珪化帯は，後期鉱化作用よりはむしろ前期ないしは主期鉱化作用に伴ない生成されたものであり，本鉱床と密接な関連のある現象と考えるのが妥当と思われる。このような解釈は本鉱床の成因[註2)]に関する従来の解釈と著しく食い違うものであるから，今後試錐その他の方法によつて，本鉱床との関連を充分検討しなければならない。なお，1号脈をその一般走向および傾斜を用いて作図すると，その露頭線はほゞ(A)高比抵抗部と一致する。以上の考察については，地質学的ないしはその他の探鉱法によりさらに検討する必要があるが，調査結果自体は興味深い探鉱上の問題を提起している。

(D) 高比抵抗部はあまり顕著なものではないが，

註2) 従来は，本鉱床と上記地表附近の珪化帯との間に存在する断層が，鉱床の成因に対し帽岩的作用[1)4)]を果したものと考えられている。したがつて地表附近まで鉱化作用が到達しているとは考え難いものであつた。



第 10 図　本鉱床地区 B 線自然電位・比抵抗断面図



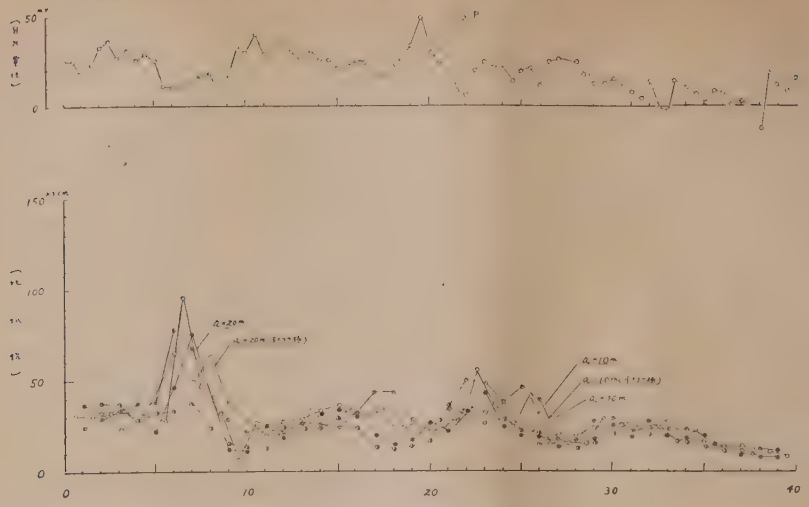
第 11 図　本鉱床地区 C 線自然電位・比抵抗断面図

(A)（B）および(C)高比抵抗部と同様な性状のものと考えられるので，これらと一緒に検討することが望ましい。また，（B）高比抵抗部は他に資料に乏しい現段階では，「F－12」附近の露頭と一連の関連がある珪化帯と考えて検討すべきものと思う。

自然電位と比抵抗との関連については，前に述べたように自然電位の分布に明らかな規則性をみいだしえなかったので，第 10～12 図に両者の関係を参考までに図示するに止める。

5.3.3　坑内調査

第 13 図は，清越本鉱床 80m，60mおよび 30m 立入坑道内で行なつた自然電位，比抵抗測定結果を示したものである。その際，中央立坑の中心を各地並ともに基準位置（0 m の位置）に選び，ここから鉱脈（東方）へ向かう立入坑道につき，同一原点で自然電位，共通の遠電極で比抵抗を測定した。80m 坑の電位分布は，鉱脈および変質帯ないしそれらの周縁が（－）20～60mV の低電位となる傾向を示しているが，60 および 30m 坑の電位分布は鉱脈の一部で(－)50～60m V の低電位を示すほかに，鉱脈ないし変質帯の認められない箇所で，(－)120～150 mV の著しい低電位を示している。全般的にみて鉱床附近で電位降下を示す傾向が認められるが，その状態は鏑



第12図 本鉱床地区 E 線自然電位・比抵抗断面図

之内構造[5]内の鉱物配列，変質帯の分布にかなり左右されるようである。これら分布と自然電位分布との間の法則性についてはまだ結論に達していない。なお，鉱床附近にみられる低電位異常のほかにも，かなり顕著な低電位異常が存在しているが，このような負異常の発生機構もまた明らかでない。

比抵抗分布は顕著な変化に乏しい。坑内における比抵抗測定法および結果の解析法については，なお検討註3)を要する技術的問題点があるので，第13図に示した程度の比抵抗の変化と岩相との対比を行ない，鉱床周辺の比抵抗分布に地質学的な意味付けを行なうことには問題がある。したがつて，こゝには参考までに結果を図示するに止める。

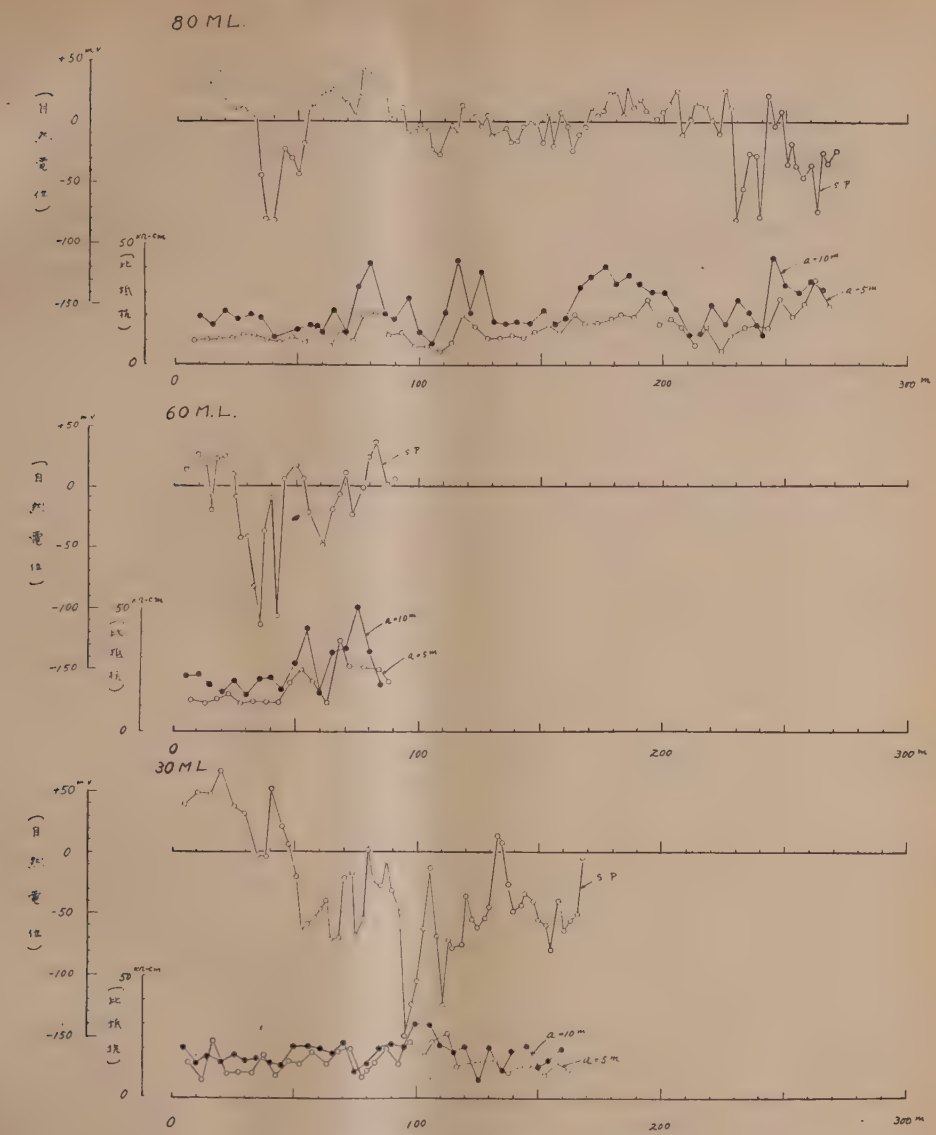
5.4 結 び

以上述べたように，横瀬・本鉱床の両地区の地表調査の結果，ほゞNSおよびN40°Eの方向に発達する 40～80 kΩ-cm の高比抵抗部をみいだした。これらはいずれも珪化帯の分布を反映するものと考えられる。これら珪化帯のうちには前期および主期鉱化作用によるものと，後期鉱化作用によるものとがあり，前者は鉱床との関連が深く，かつ小規模な粘土化を伴なうのみであるが，後者は一般に鉱床との関連は薄く，かつかなりの規模の粘土化帯を随伴することによつて特徴づけられるものと考えられる。電極間隔の変化に伴なう見掛け比抵抗の変化を検討すると，これらの高比抵抗部は，塊状に近い分布を示し，かつ粘土化帯その他低比抵抗を示す媒質によつて，浅所の一部が覆われているものと，しからざるものとに分けられる。前者は後期鉱化作用によつて生成したものと考えられる。なお，この種の高比抵抗部はNS系のものに多い。比抵抗法の結果の解釈に際して，電極間隔の変化に伴なう見掛け比抵抗の変化の状態を充分考慮する必要がある。一般に，鉱床の富鉱部は堅硬質母岩の部分に形成される傾向がある。したがつて，前期ないし主期鉱化作用によつて生成されたとみなされる珪化帯は探鉱してみる必要がある。なお，坑内または地表露頭で確認された細脈は，前期ないし主期鉱化作用によつて生成されたとみなされる珪化帯の周辺に発達するものを，珪化帯の中心部へ向け探鉱する方法が考えられる。

本鉱床地区に認められる帯状に分布する高比抵抗部は，前期ないしは主期鉱化作用によつて生成された珪化帯の分布を反映するもので，本鉱床と一連の関連を有する変質帯と考えられる。しかしながら，本鉱床生成に伴なう一連の変質作用が，上部地表まで到達していると考えることは，本鉱床上部を覆う断層が，鉱床生成に際し帽岩的作用を果したと考える従来の鉱床成因説と，著しく食い違つている。今後当該高比抵抗部は，その成因ならびに性状を地質学的，ないしはその他の方法によつて検討する必要がある。

坑内における富鉱部および劣化部周辺の母岩の性状と比抵抗分布との対応関係を求めて，地表に分布する高比抵抗部と鉱床との関連をみいだそうと考えたが，この試みは坑内測定精度不足のために，充分な成果を得られな

註3) レール，その他の器材の表面伝導の及ぼす影響，坑内測定における遠電極設定の基準および立入坑道を横切る鏑押，運搬両坑道の幾何学的影響等については検討しなければならない。



第 13 図　清越鉱山 80, 60, 30m 坑自然電位・比抵抗曲線図

かつた。しかしながら，鉱床周辺の母岩の性状と比抵抗分布との関連についての資料は，電気探鉱の適応性を検討するうえに重要な資料であると考えられるので，坑内測定法について技術的な検討を加え，測定精度の向上を計るとともに，今後幾多の同種の鉱床についての資料を収集することが必要である。

本調査地域においては自然電位の変化は乏しく，自然電位法の適応性を考察しえない状況である。しかしながら従来の調査例のなかには自然電位法の適応性を考えうる場合もあり，それらの調査例のなかには，本地域の調査結果と著しく性状を異にする点が認められる。したがつて，含金銀石英脈に対する電気探鉱の適応性を分類し，その一般法則をみいだすためには，さらに幾多の鉱床に関する資料を収集する必要がある。

調査地域内には，鉱床生成に関連が深いと考えられる変質帯と，しからざる変質帯とが分布すると考えられる。この両者を判別することは，探鉱上重要な問題である。見掛け比抵抗の電極間隔増大に伴なう変化の様相を検討することによつて，筆者は両者の判別を試みたが，他の物理探鉱法および地化学探鉱法の併用を試みることもま

た意義あることと思う。(昭和30年2月，8月調査)

文 献

1) 地質調査所：日本鉱産誌 I-a，清越鉱山
2) 岩生周一：静岡県宇久須珪石鉱床調査報告，地質調査所速報，No. 27，1947
3) 岩生周一：日本の明礬石鉱床調査報告（附 宇久須珪石鉱床)，地質調査所報告，No. 130，1949
4) 西尾潤四郎：清越鉱山鉱床説明書
5) 野口 高：金鉱脈の電気探鉱，九大工学部採鉱学教室物探研報告，No. 1，1949
6) 陶山淳治：鹿児島県大口鉱山電気探鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 4，No. 11，1953
7) 陶山淳治・小林創：鹿児島県春口鉱山電気探鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 4，No. 12，1953
8) 高島 清：静岡県伊豆半島中部の緑色岩類について，地質調査所月報，Vol. 4，No. 2，1953
9) 高島 清：2, 3 の金銀鉱石（その一）一特に“ギンゲロ”について一，地質調査所月報，Vol. 5，No. 10，1954

553.435 : 550.83(523.5)

高知県下川鉱山電気探鉱調査報告

(第 1 報)

陶山 淳治* 杉山 光佑**

Report on the Electric Prospecting for Shimokawa Deposit, Shirataki Mine, Kōchi Prefecture

by

Junji Suyama & Mitsusuke Sugiyama

Abstract

In this report, the results of the electric prospecting for bedded cupriferous pyrite deposit is discussed.

The Shirataki deposits are mainly composed of green schists and sericite quartz schists, and are of "Kieslager-type" occurred in the Sambagawa crystalline schists.

The self-potential and resistivity measurements were conducted along the several traverse lines. Concerning the resistivity measurement, the electric profiling method of 2 electrode system was used.

Results obtained are summarized as follows:

1) Negative self-potential anomaly associated with the ore deposit and its marginal zone was recognized. In this type of the deposit, the location of negative center depends on the shoot of the ore deposit.

2) Negative self-potential anomaly characterized by low resistivity was also found over somes areas of sericite schist zone.

要 旨

いわゆる三波川系結晶片岩中に，層理にほゞ平行に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱鉱床に対する電気探鉱の適応性を調べる目的で，緑色片岩中に胚胎する下川西坑鉱床に対して，電気探鉱を行なつた。その結果，

1) 既知鉱床上およびその鏑先延長上に自然電位の負異常を認め，鉱床ないしその周縁相による負異常の存在を明らかにした。

2) 上記負異常の位置と，鉱帯ないし鉱床の落しの方向とを検討した結果，両者の間に密接な関連のあることを認めた。

3) 区域南端部に低比抵抗を伴なう負異常が分布しているが，その他の地域と，上記負異常との間には，電位・比抵抗分布の様相に，著しい差異が認められた。このような差異は種々検討した結果，結晶片岩の岩質の差異によるものと思われたので，電位・比抵抗分布の様相から，結晶片岩の岩質を分類するならば，現在まで問題とされている鉱床，ないしその周縁相による負異常と，結晶片岩相互間の岩質の差異による負異常とを，判別しうる場合が多いのではないかと推察された。

* 物理探査部
** 元所員

1. 緒 言

昭和 29 年 11 月，高知県長岡郡にある下川鉱山において，この種層状含銅硫化鉄鉱鉱床に対する電気探鉱の適応性を調べる目的で調査を行なつた。こゝにその結果を報告する。

本調査に伴なう地形測量は福吉長雄・清水道也が担当した。

調査に際し，種々御支援を賜つた日本鉱業株式会社白滝鉱業所の方々に深謝する。

2. 位置および交通

下川鉱山は高知県上佐郡大川村字野地にある日本鉱業株式会社白滝鉱業所の支山に属し，長岡郡吉野村字下川にあつて，野地の東南東直距約 4 km にあたる（5 万分

第1図 位 置 図

の1地形図本山)。こゝに至る経路は次の通りである。

土讃線大杉駅 $\xrightarrow[30\,km]{バス(2時間30分)}$ 下川口

$\xrightarrow[2.5\,km]{徒歩(小車輛を通ず)}$ 山元事務所

3. 地形・地質および鉱床

本地域は四国中央山脈に属する大己屋山の南西麓に位し，附近一帯の地形はきわめて急峻である。

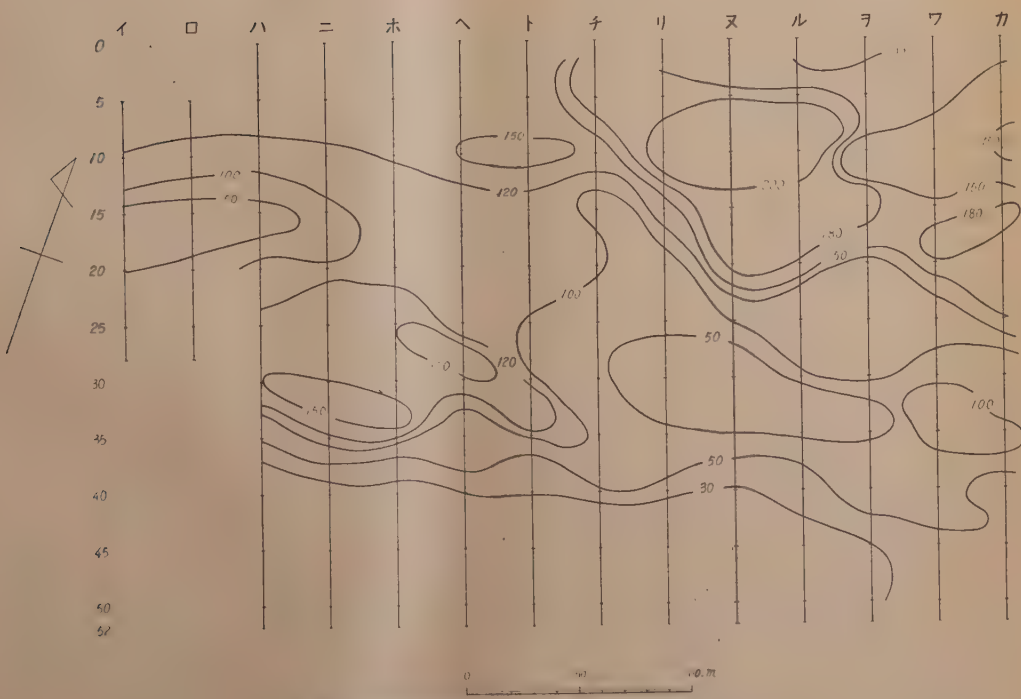
本地域の地質鉱床については吉田善亮らの調査がある。それによると，鉱山附近一帯の地質は，いわゆる三波川系結晶片岩類からなり，これを貫ぬく小蛇紋岩床がある。結晶片岩は，主として(絹雲母)石墨片岩・緑色片岩・絹雲母石英片岩等からなる。一般走向はEW～N 60° W，傾斜はNまたはNEに35～45°の単斜構造で，大きな褶曲・断層等はあまり発達していない。

下川鉱床は厚い緑色片岩層中にほゞ整合的に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱鉱床で，鉱床は多数の小富鉱体の集合体からなる。すなわち上部から下部に第1，第2，第3，第4鉱帯の4列をなして平行に配列する多数の単位富鉱体からなる。しかもそれらは互に鉱染鉱体または細脈で連絡されて，全体として1枚の鉱体を形成するようにみえる。その個々の富鉱体の落しは，母岩の線構造（東に10～20°の落しの角を示す）と一致している。母岩の緑色片岩は上盤よりも下盤側が一般に珪化が強く，下盤の珪化緑色片岩の厚さは1m，上盤側は0.3m内外であり，また上盤側には厚さ約1m（ときに2m）の“油肌”または片理に富む緑泥石千枚岩を随伴するが，通常下盤側にはない。

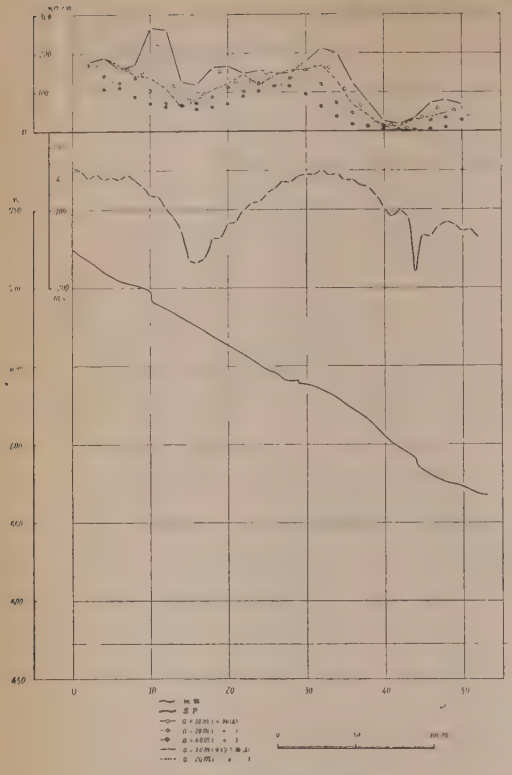
調査を行なつた西坑鉱床地区とは下川鉱床の西坑坑口以西の部分をいい，西坑鉱床とは昭和24年坑道探鉱の結果，下川鉱床第2鉱帯の西方延長で着鉱した鉱床を呼んでいる。この地域の地形は東および南に急峻な勾配を示しており，下川鉱床は全体として平均S 80° Eの方向に，東に20°内外の落しの角を示しているので，西坑地区においては第1鉱帯に属する単位富鉱体は山腹斜面にほゞ平行か，ないしはすでにその大半は侵食し去られているものと考えられている。なお調査地域の大部分は緑

第2図 下川鉱山西坑鉱床区域地形および物理探鉱測線配置図

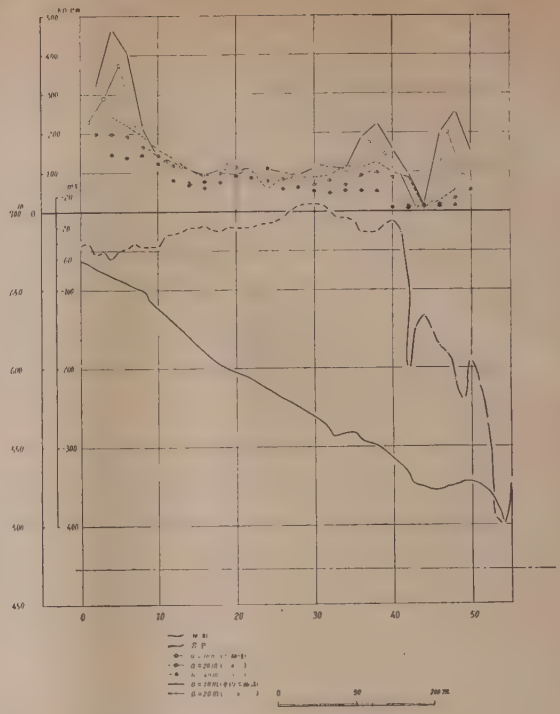
第3図　西坑鉱床区域自然電位分布図(単位:mV)



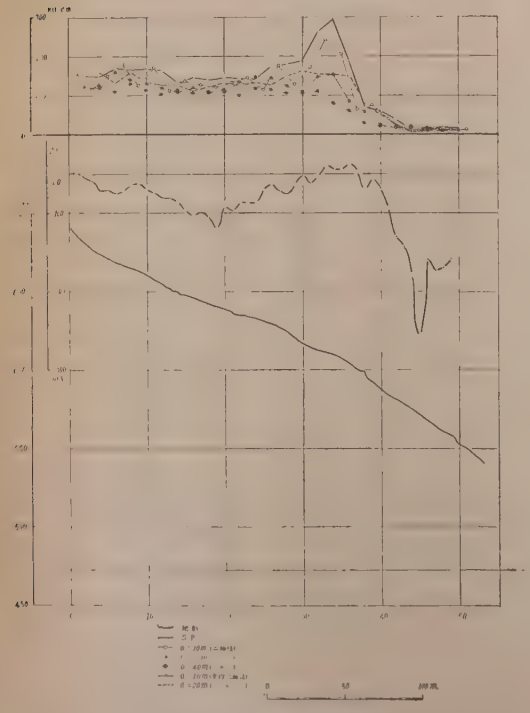
第4図　西坑鉱床区域比抵抗分布図 a=20m(単位:KΩ-cm)



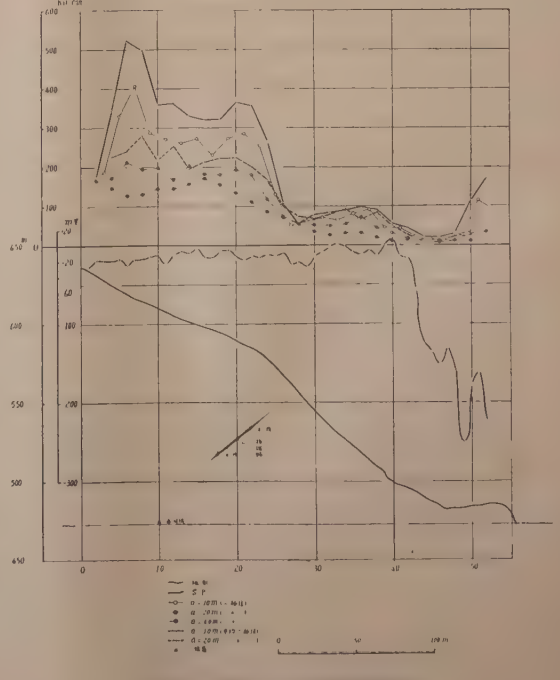
第5図 ハ線 S.P. 比抵抗地形断面図



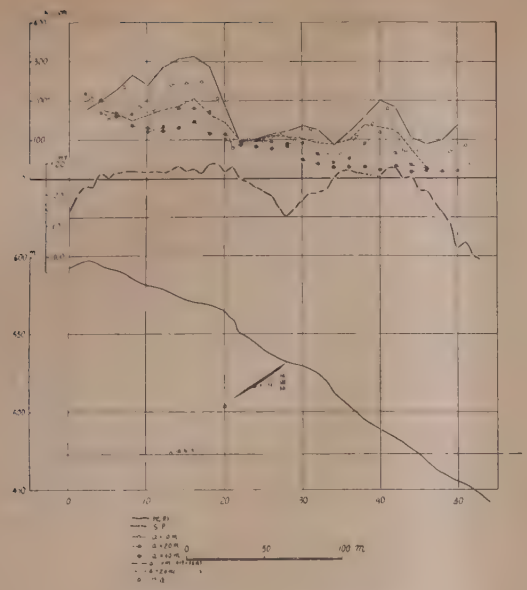
第7図 チ線 S.P. 比抵抗地形断面図



第6図 ホ線 S.P. 比抵抗地形断面図



第8図 ヌ線 S.P. 比抵抗地形断面図



第9図　ヲ線 S.P. 比抵抗地形断面図

色片岩からなり，鉱床の近傍には石墨片岩はみられず，区域南端部には絹雲母石英片岩（部分的に石墨質の所もある）が分布している。

下川鉱床の鉱石は塊状緻密含銅硫化鉱・鉱染鉱〔(千枚ドーキン)一(緑泥石千枚岩に黄鉄鉱の鉱染したもの)〕・ガリ鉱（石英に富む貧鉱）の3種類に分けられる。

鉱石鉱物は黄鉄鉱・黄銅鉱を主とし，少量の閃亜鉛鉱・斑銅鉱・磁鉄鉱等を伴ない，脈石鉱物は石英を主とする。

4. 物理探鉱

4.1 目　的

いわゆる層状含銅硫化鉄鉱鉱床に対する，電気探鉱の適応性を検討するための資料をうることを目的として，調査を行なつた。この種の鉱床に対して電気探鉱を施行する場合に，

1) 鉱床ないしその周縁相に伴なう自然電位負異常の有無およびその様相

2) 鉱床ないしその周縁相に伴なう自然電位異常と，母岩にあたる変成岩の岩質による電位変化とを識別しうるか否か

等が問題にされているので，鉱床の全貌が明らかであり，かつ母岩が比較的単純な型の変成岩と考えられている下川鉱山下川西坑鉱床附近において調査を行なつた。

4.2 区域および方法

第1図に示したように，西坑坑口附近からその西方にかけて，420m×250mの区域において，ほゞ南北方向に長さ250mの測線を30m間隔（部分的に15mごとに長さ100mの補助測線を挿入した）で設定し，各測線上に，5mごとに測点を配置して，自然電位法・比抵抗法（電極間隔a＝10m，20mおよび40mとし，2極法による水平探査）による電気探鉱調査を行なつた。

4.3 測定結果およびそれについての考察

自然電位測定結果を第3図に，比抵抗測定結果のうちa＝20mの場合のみを第4図に「ハ」「ホ」「チ」「ヌ」「ヲ」の各測線に沿う自然電位・比抵抗・地形の変化を第5～9図にあげた。

自然電位の分布について述べると「ヲ—28」附近を中心とし，最大電位差 −51 mVに達する負電位異常イは，既知鉱床上部地表に分布する電位異常であつて，この負中心附近は地表下約3mまで採掘されている。したがつて負電位異常は，上記既知鉱床ないしその周縁相に起因する現象と考えられる。次に負中心の位置と鉱床との関連を考察してみると，負中心附近は地表下約3m附近まで採掘されているが，地表下約24m附近まで採掘している「ヌ」線においては，あまり明らかな示徴は得られていない（第8，9図）。一方，地質調査の結果（とくに富鉱体の分布）から，第2鉱帯の落しの方向と負電位分布の関係を調べてみると，負中心は第2鉱帯が地表と交わる附近に分布しているように思われる。つまりこの種の鉱床においては，鉱帯ないし鉱床と，地表の交わる位置，すなわち鉱床ないしその周縁相が地表下浅所に賦存する位置に該当する所に，鉱床ないしその周縁相に基づく負電位異常が分布するものと考えられる。したがつて鉱床の性状，とくに鉱帯（ないし鉱床）の落しの関係を充分考慮して，電気探鉱を施行することが肝要である。

次に「イ—15」附近から「ニ—16」附近へ連なる負電位異常ロは，推定露頭線上に現われた負異常であり，本調査結果確認のため剝土を行ない，「イ—15.5」附近に優勢な露頭をみいだしているので，この負異常は鉱床ないしその周縁相に起因する現象と推察される。なお第2鉱帯の落しの角度を平均20°と仮定すると，ロ異常が起因する鉱床は第2鉱帯の上部，約30～40mに位置するもの，すなわち第2鉱帯から上位の鉱帯に属するものと考えられる。次にイ，ロ両異常を比較すると，イ負異常は最大電位差 −51mV であるが，ロ負異常は原点からの最大電位差 −201mV（周辺部電位は −60 mV 内外であるので）周辺部からの最大電位差は −140mV 内外であり，両負異常値の間にはかなりの著しい差異が認められる。

このような差異の原因としては，ロ負異常が，すでに

述べたように，第2鉱帯から上位の鉱帯に属する鉱床に伴なう現象と仮定すると，次のようなことが考えられる。

1) イ異常の起因する鉱床（以下イ鉱床と呼ぶ）は，すでに大半採掘が完了しているが，ロ異常の起因する鉱床（以下ロ鉱床と呼ぶ）はまったく手をつけられていない。すなわちイ鉱床は採掘され，ロ鉱床は未採掘であるという差異がある。

2) イ異常は鉱床頂部に現われた現象であるが，ロ鉱床の属する鉱帯は山腹斜面にほゞ平行か，ないしはすでに大半が侵食し去られているものと考えられるので，ロ異常の場合には鉱床頂部は侵食し去られ，鉱床の一部が表土下に分布する場合が考えられる。いいかえればロ異常はイ異常に較べて鉱床中心部に近い周縁相上にみられる現象と考えることも可能である。

3) 第2鉱帯（ないしイ鉱床）とその上位の鉱帯（ないしロ鉱床）の間に母岩の変質，脈石鉱物の種類およびその含量等に差異を考えることも可能である。

4) その他両異常部の環境の差異（例えば含水状態の差異）も考えうるし，またその他種々の原因があると思われる。

以上の考察については，次第に採掘が進むにつれて明らかにされる諸事実，および今後の調査結果等によつて，種々検討が加えられるべきものと思う。

次に区域南部すなわち「ハ—36」～「ル—40」以南の区域には－60～－200mVの顕著な負電位帯ハが分布するが，この負電位帯ハは第4図にみられるように，30kΩ-cm以下の低比抵抗帯と一致している　一方全般的傾向として，「ハ—36」～「ル—40」以南の部分は，以北の部分に較べて低電位（前記イ，ロ両負異常部を除くと），かつ低比抵抗の分布が認められており，前者は主として絹雲母石英片岩，後者は緑色片岩が分布している。なおまた両者の電位，および比抵抗分布の様相を，測線に沿う断面図で比較すると（第5～9図参照），両者はあたかもその部分特有の電位，および比抵抗をもつて相接するように，両者の間で電位および比抵抗は階段状に変化し，前者は低電位低比抵抗，後者は高電位高比抵抗で，特徴づけられているように認められる。

以上の諸事実を総合すると，ハ負電位帯は鉱床よりはむしろ岩質の差異に関連深い現象のように思われる。

さて以上の考察で記したように，本鉱山で認められた負電位異常には，鉱床に起因するものと，岩質の差異に関連するものとが考えられるが，電位および比抵抗分布の差異と，岩質の差異との間には，深い関連があるように思われるので，上述のように電位および比抵抗の様相に基づいて，結晶片岩の岩質を分類することにより，鉱床ないしその周縁相による負異常と，母岩相互間の岩質の差異による負異常とを，判別しうる場合が多くあるのではないかと思う。なおこのような判別の仕方については，未解決の問題が多く残されているので，詳細については別の機会に記することにする。

次にハ負電位帯を除く区域の電位，および比抵抗分布を「へ—チ」線を境にして，それ以東の部分と以西の部分とについて比較すると，以西部分は以東部分に較べて全般的に低電位を示しており，かつ比抵抗分布の様相にも差異が認められる。したがつて，この場合もまた両部分の間に岩質の差異が考えられるが，一方「へ—チ」線間区域は坑内で観測される小断層の多く発達する区域に該当しており，この小断層の発達する区域を境として，その両側で岩質に差異が生じているように考えられ，このような現象は地質構造上注目に値するものと思われる。

5. 結　語

本鉱山における電気探鉱調査の結果

(1) この種層状含銅硫化鉄鉱鉱床においても，鉱床ないしその周縁相に起因する負異常が認められたが，その負中心の位置と，鉱帯（ないし鉱床）の落しの方向との間には，密接な関係があるように考えられた。

(2) 上記のような鉱床に関連の深い負異常のほかに，結晶片岩の岩質の差異に関連の深い負電位帯も認めたが，比抵抗法を併用すれば，両者を判別しうるのではないかと考えられた。

(3) 富鉱帯周縁相と負電位異常との関係を詳細に調べ，同時に鉱床に関連ある負異常と，母岩の岩質の差異に関連ある負異常との判別法を確立してゆくことが，層状含銅硫化鉄鉱鉱床に対する電気探鉱の適応性を，今後高めていく際に，最も必要なことのように思われる。

（昭和29年11月調査）

553.499 : 550.85 (524)

北海道上川郡湯の沢鉱山水銀鉱床調査報告

斉藤 正雄* 渡辺 芳次**

On the Mercury Ore Deposit of Yunosawa Mine, Kamikawa-gun, Hokkaidō

by

Masao Saitō & Yoshiji Watanabe

Abstract

The mercury deposits of this mine occur in the Neogene Tertiary sediments of sandstone, mudstone, shale and younger volcanic rocks of rhyolite and andesite.

The veins and impregnated ore deposits are found along E-W structural zone in the propylitized andesite.

The extension of the mineralized zone ranges about 700 m in length, and 50～100 m in width.

The ores consist of cinnabar, native mercury and quartz. The average grade of mercury in high grade ore amounts to 0.4～0.5%, and in residual deposits, to 0.05～0.1%.

Any more geologic survey or prospecting at the mineralized zone and the under part of the rich ore would be desirable to develop this deposit reasonably.

要 旨

湯の沢鉱山（旧ペーパン鉱山）は，上川郡東旭川村字瑞穂にあり，旭川駅の東方ほゞ25 kmに位置する。

附近の地質は，新第三紀砂岩・泥岩および頁岩と，これらに貫入した流紋岩・安山岩類と，第四紀層からなつている。地質構造支配として，東西性ないし西北西のものを主とし，次いで北北東および最後に東北東の断層を生じている。

水銀鉱床は，変朽安山岩化した安山岩中に，鉱脈・鉱染状をなし，先の構造支配を受けて生成されたと考えられ，大体鉱床附近では破砕帯・粘土帯を伴なう湾曲構造が発達している。鉱化帯としては，おゝよそ西北西に平行して2帯が推定され，北部側のものをとれば700 mの延長と50～100 mの幅が認められる。たゞし現状では，優良部と思われる2つの坑道およびその附近露頭を除いては，まつたく下部の鉱況を明らかにしえない。

鉱石鉱物は辰砂・自然水銀・石英で，鉱石品位は優良部で平均Hg 0.4～0.5%，表土中の残留部ではHg 0.05～0.1%である。

今後鉱化帯の探査と，優良部の下部探鉱次第でかなりの鉱量が期待できる。

1. 緒 言

上川郡ペーパン山附近は，大雪山連峰の北西方にあたり，いわゆる環大雪山水銀鉱床区の一翼をなしている。このように本地域が水銀鉱床の有望地として，古くから注目されてはきたが，隣接の愛山渓鉱山が多少の開発をみたぐらいである。

ところが，最近ペーパン川の湯の沢鉱山（旧ペーパン鉱山）が開発に着手し，その有望性が認められてきたので調査を行なうこととなつた。調査に要した期間は昭和30年6月の10日間で，鉱山附近の地形測量は橋本知昌・井上正文により，5千分の1でなされた。

本調査にあたり，大成鉱業の関係職員各位から種々の便宜を受けたので，とくに記して謝意を表する。

2. 位置および交通

本鉱山は上川郡東旭川村字瑞穂（旧ペーパン）にあり，旭川駅の東方ほゞ25 kmの，湯の沢中流海抜450

* 北海道支所
** 元所員

m附近に位置する。

旭川市から湯の沢口までの 21 km はバスの便があり，これから 4 km で現場に達する。湯の沢口から 1 km はトラック輸送が可能であるが，3 km は馬搬によらねばならない。

第1図 位 置 図

3. 鉱 区

登録番号：石狩国試登 11,801号 (324ヘクタール)
鉱 種 名：金・銀・水銀
鉱業権者：旭川市9條通13丁目左10号
大成鉱業K. K.
鉱区所在地：上川郡東旭川村・当麻村

4. 沿革および現況

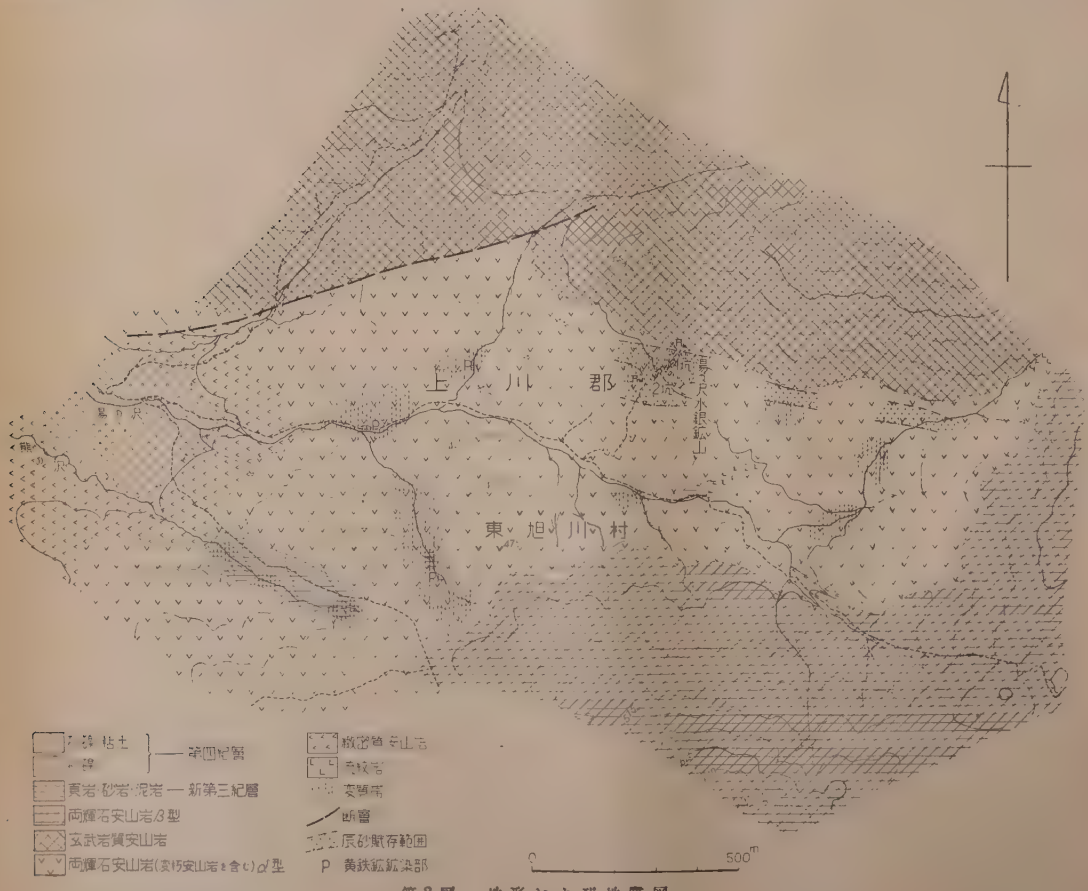
本地域に辰砂の賦存が知られたのはすでに10数年以前であり，附近の音の沢のものとともに，多少の探鉱はなされたが，いずれも開発するまでには至らなかつた。

昭和28年になつて本鉱山の開発に着目し，翌29年に瑞穂鉱業K. K. で鉱区を設定し，同30年には2本の立入および鏈押坑道掘進により，僅かながら生産実績を上げてきた。

現在原鉱をボールミルにより2mm以下に破砕されたものを樋流しで水洗して，Hg 20 %まで上げ，これを乾燥し，レトルトで焙焼して水銀を採取している。

5. 地 形

本地域は北海道中央山脈の西辺にあたり，かなり起伏のはげしい火山地形を示している。すなわち，その東方



第2図 地形および地質図

においては米飯山（ぺーぱん）・安足間山（あんたろま）などの海抜 850～1,200 m を超える連山が聳え，さらに東には海抜 2,000 m 以上の大雪山連峰が望見される。しかし地域の西方では漸次その高さを減じ，小丘陵地帯をなして旭川市をとりまく上川盆地を形成するようになる。

米飯山附近に源を発するペーパン川は，地域の南側を西流し，地域内湯の沢・熊の沢などの支流を集めて石狩川に注いでいる。

6. 地　質

附近の地質は，基盤に新第三紀層を有し，これに火山岩類が貫入被覆して地域の大部を占めており，さらに河川沿い僅かに第四紀の段丘砂礫層および沖積層がみられる。

新第三紀層は地域の中央部から南西部にかけて，各所に小さな露出を示している。主として砂岩・泥岩および頁岩からなり，いずれもほとんど暗灰色無層理で，砂岩は中粒緻密で緑色を帯び，頁岩は凝灰質のものが多い。

火山岩類は流紋岩と安山岩類からなるが，流紋岩が古く，また安山岩類には古いものより緻密質安山岩・両輝石安山岩 α 型（変朽安山岩を含む）・玄武岩質安山岩・両輝石安山岩 β 型 註1) 等が認められる。

流紋岩は湯の沢上流と鉱山現場の南東の小沢中に露出し，いずれも帯赤褐色緻密で，しばしば風化して灰色，もしくは灰白色となつている。斑晶はきわめて少ないが，斜長石＞斜方輝石＞単斜輝石がみられ，斜長石は最大 2 mm の短冊状を呈し，斜方輝石は 0.8～1.3 mm で多色性を示す。石基には 0.1mm 程度の針状斜長石が一定方向の流理構造をなしており，間を汚染された有色鉱物が埋めて，しばしば鉄鉱物が認められる。

緻密質安山岩は地域東部寄りの左股，および西部の湯の沢・熊の沢にかけてやゝ広く発達する。黒色ないし暗灰色堅硬で，僅かにみられる斑晶としての斜長石は，アメ色ないし帯白色半透明である。鏡下において斑晶はほぼ 40％を占め，斜長石＞斜方輝石＞単斜輝石で，これらの大きさは大体 0.5 mm である。斜方輝石には僅かに多色性，およびコロナ構造が認められる。

両輝石安山岩 α 型は，地域の中央湯の沢を挟んで最も広く分布するもので，熊の沢にまで及んでいる。しばしば変朽安山岩化して，水銀鉱床を伴なう母岩となつている。暗灰色で，斑晶として半透明ないし白色化した斜長石と，僅少の有色鉱物がみられ，鏡下では斑晶が全体の 40％程度で，斜長石≫単斜輝石＞斜方輝石の順となつている。石基は 0.2～0.4 mm の短冊状斜長石間を汚褐色質物が埋めている。有色鉱物はかなり変質しており，鉄鉱物が多く認められる。変朽安山岩化したものでは，絹雲母化・炭酸塩化が激しい。

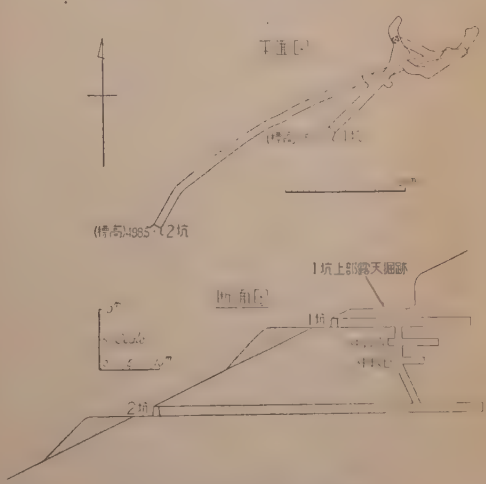
玄武岩質安山岩は地域の北部高地一帯に広く分布し，暗灰色緻密で，僅かに斜長石の小斑晶およびきわめて小さな有色鉱物が散点し，風化面が多孔質となつているのが特徴である。鏡下では斑晶が 20～30％位で，斜長石＞輝石である。斜長石は 0.4～0.7 mm，輝石は 0.1mm 程度の小晶としてみられる。石基は 0.05 mm 前後の短冊状斜長石が大部を占め，間を変質有色鉱物で埋め，鉄鉱物が散点している。

両輝石安山岩 β 型は地域の南東部の背梁に広く発達し，灰色ないし暗灰色地に，白色化した斜長石と，暗緑色輝石の斑晶が顕著にみられる。鏡下において斑晶は全体のほゞ半ばに達し，斜長石≫単斜輝石＞斜方輝石で，斜長石は 0.8～1.1mm 程度，輝石は変質して鉄苦土鉱物となつていることが多い。石基の多くはガラス質流理構造を示す。

7. 地 質 構 造

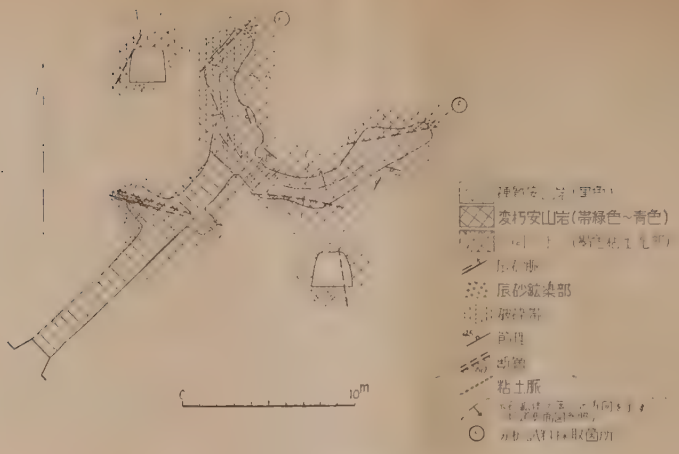
変朽安山岩を含む両輝石安山岩中の粘土，もしくは珪化変質帯は，第 3 図でも明らかなように，ほゞ東西性の支配が考えられる。また断層の大きなものは，新期のものとして，区域北西部に東北東に走つているのが確認される。地域外の構造をみても，上記の支配に準ずるものが多く，このほかに北北西，あるいは北北東の断層もみうけられる。

以上の構造支配を要約すれば，ほゞ東西性の大きな構造帯があつて，このなかに西北西および北北東の支配が行なわれ，水銀鉱床はこの構造に支配されて生成された



第 3 図　坑道の平面図および断面図

註1）便宜上両輝石安山岩を α 型・β 型に分けた。



第 4 図　1坑坑内地質・鉱床図

ものと思われる。そして最後に東北東の断層を生じたと考えられる。

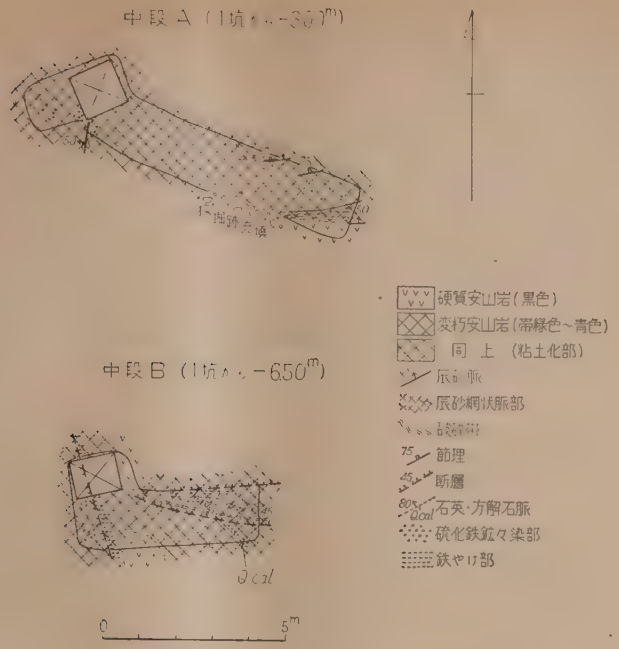
8. 鉱　床

本地域の水銀鉱床は，湯の沢中流北側山腹の両輝石安山岩α型（もしくは変朽安山岩）中の浅熱水性鉱脈で，これに網状脈あるいは鉱染部を伴なつている。本鉱床が，おゝよそ東西性の特殊な断層破砕帯に支配されて生成されたことは，前述の通りである。

現に採掘および探鉱坑道として，1坑・2坑の2坑道を有するが，それぞれ35 m，80 m の坑道延長をもち，さらに1坑の下段掘進15mを超えている（第3図）。

坑内での鉱床および野外の状況から，その鉱化帯の方向は，ほゞ西北西に平行して2帯がみられるが，北部側のものが主帯をなしており，坑内において確認されるが，南部側のものは表土中の辰砂の賦存状況から推定されるにすぎない。この北部の鉱化帯をたどれば，1坑の東方700 m の湯の沢上流附近にまで辰砂の賦存がみられ，その賦存範囲の幅員70 mに及んでいる（第2図）。これら鉱化帯のさらに南方に沿うように，かなりの拡がりに粘土帯がみられ，しばしば珪化帯をも伴なつている。粘土帯は灰白色ないし淡青灰色の軟質粘土を主とし，ときには緻密質カオリン化・絹雲母化し，またしばしば黄鉄鉱の鉱染がみうけられる。

第 5 図　2坑坑内地質・鉱床図



第 6 図　1－2 坑間の中段Aおよびの地質・鉱床図

水銀鉱床の確認されるのは，2坑の奥・1坑・1坑下段，および1坑上部露頭と，1坑西部斜坑附近である。

このうち西部斜坑は1坑の西方ほゞ 20 mで，北西方向に3 m余の掘進をみたが，現に崩落している。この附近の露頭および併から推して，水銀鉱床は変朽安山岩の褐色粘土化，もしくは青灰色粘土化中に残留辰砂としてみられ，その走向NS，15°Wの傾斜を示すもののようである。附近にしばしばいも辰砂を伴なつている。

1坑上部露頭は，現に南北に12m，東西に8 m の露天掘跡としてみられ，上記斜坑部と同じく，残留辰砂鉱床として優良部で，含辰砂粘土層の走向 NS～NNW で10～15°W 緩傾斜する。

1坑坑内における鉱床は，変朽安山岩中のほゞ10 m 幅の範囲に，鉱脈ないし鉱染状をなして胚胎し，すべて断層もしくはその破砕帯にきている（第4図）。このなかでも最南部のものは，N 65°W 走向で，60°N 傾斜の断層の下盤に沿う 50 cm前後の粘土帯下部に，無数の辰砂細脈としてみられる。こゝに局部的に自然水銀が濃集していたということである。母岩の変朽安山岩は褐色粘土化し，鉱脈の下盤側には硫化鉄鉱の鉱染が多い。この鉱脈の北側では主として破砕帯を，一部に粘土化帯をなし，湾曲構造が顕著で，辰砂は母岩の節理に沿うか，鉱染状として認められる。

2坑坑内では，坑口から 25 m 附近までは褐色粘土化した変朽安山岩であり，さらに帯緑ないし青色変朽安山岩が 30 m 続いて鉱脈に達する（第5図）。各所に幅1～5 cm の粘土脈あるいは石英の細脈がみられ，その走向 N45～60°W である。最初の鉱脈は1坑の鉱脈に一致するもので，N 60°W，50°N の走向傾斜を有する断層の下盤，30 cm 幅の粘土の下部寄りに胚胎する 10 cm 前後の含辰砂粘土鉱脈である。たゞし2坑での鉱脈附近の母岩に粘土化部がなく，その下盤側には僅かに細脈が認められる。さらにこの鉱脈の奥では，破砕帯が発達して，このなかに辰砂の鉱染が著しい。

注目すべきことは，2坑での鉱化帯の間と，1坑での鉱化帯の下部に近く，黒色硬質安山岩のみられることで，この安山岩をとりまくかのように水銀鉱床が賦存し，また岩体の湾曲構造もこれに沿うかのように考えられる。

9. 鉱石品位および鉱量

水銀鉱物としては，辰砂がおもで，局部的に自然水銀の濃集する部分があり，准辰砂はみあたらない。脈石としての石英は僅少である。

本鉱山の鉱石品位は，大体 Hg 0.1～0.6％である。現在までに多少の採鉱をみているが，その選鉱元鉱品位は Hg 0.4～0.5％位である。

坑内・坑外で採取した試料の分析結果を示すと第1表の通りである。

第 1 表

試料採取箇所	試料番号	Hg (%)	S (%)	Fe (%)	SiO_2 (%)	備考
2坑主脈下盤側	1	0.227	—	—	—	細脈
〃	2	0.060	—	—	—	含黄鉄鉱粘土脈
〃	3	0.063	—	—	—	〃
2坑右切立附近	4	0.885	—	—	—	細脈
1坑右切立	5	0.037	—	—	—	粘土化中の鉱染
〃 左切立	6	0.075	—	—	—	細脈
〃 上部露頭	9	1.720	0.28	—	—	残留粘土層
〃西部斜坑口	10	0.570	—	—	—	貯鉱
元山東部	8	0.088	—	—	—	表土中の残留
ペーパン川上流	11	0.088	—	—	—	〃
元山貯鉱場	7	9.930	6.46	4.78	52.94	樋流し精鉱

分析：稲田 武

これらの分析品位は，採取箇所をみてもわかる通り，全体の平均を推定するにふさわしくないが，1坑西部斜坑から採取したもののHg 0.570 %は，比較的富鉱部の平均に近いものとみてよい。

野外において，その鉱化帯と思われる方向の表土中には，既述の通り残留辰砂の含有が認められるが，現在の富鉱部と考えられる部分を離れては，いずれも低品位のものである。したがつて平均Hg品位を0.05～0.1%に下げることができると仮定すれば（露天掘では水洗精鉱を得るのに低コストであるから），1kmに近い延長性からみても莫大な鉱量が予想されるが，現在の探鉱から推定される優良鉱の鉱量は局限される。たゞし本鉱山が開発の緒についたばかりであり，坑内にみられる鉱化帯自体が膨縮・湾曲に富み，断層も多いので，今後の見通しは明らかでないが，探査次第では鉱量増加の可能性が考えられる。

10. 結　語

大雪山連峰の北西部には，米飯山をとりまいていくつかの水銀鉱床が知られている。そのなかで開発されたものは，愛山渓鉱山のみで，湯の沢鉱山は最近開発の緒についた。

湯の沢鉱山は変朽安山岩中の浅熱水性鉱脈，もしくは母岩の割れ目に沿うか，鉱染状をなしてみられ，附近の地質構造と密接な関係にある。すなわち本鉱山の鉱床は，ほゞ東西性の断層破砕帯にきているものである。坑内および地表での状況から，その鉱化帯は2帯推定され，北側のものが優勢で，700 m 以上の延長性が考えられる。しかしこの延長性も，表土中の残留辰砂から推定したので，いまのところ下部の状況はなんともいえない。現在までのところ，採掘の対象となつたのは1坑上部露頭部・1坑西部斜坑および2坑道内のもので，さしあたりこの附近が本鉱山の生命線である。

母岩の変質は，鉱床附近で変朽安山岩化が著しく，緑色ないし青色化し，あるいは粘土化して長石の大部が絹雲母化・炭酸塩化し，有色鉱物の多くは鉄苦土鉱物に変わつている。

鉱石鉱物には，辰砂・自然水銀を主体とし，僅かに石英および硫化鉄鉱は認められるが，准辰砂・方解石はいまのところみられない。

採鉱鉱石の平均品位は，大体0.4%程度のようである。

まだ鉱量のことはなんともいえないが，現に確認された各坑道および露天での鉱況と，構造的な問題を考慮して，次のことがいえると思われる。すなわち，今後この鉱化帯の方向への探査とともに，少なくとも現在富鉱部と考えられる鉱体の下部探鉱が目下の急務である。

（昭和30年6月調査）

文　献

1) 岸本文男：奈良県大和水銀鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 3, No. 12, 1953

2) 斉藤昌之外1名：常呂鉱山およびその附近の水銀鉱床，北海道地下資源調査資料，No. 10, 1953

3) 矢島澄策：北海道の水銀鉱床，北海道地下資源資料，No. 5, 1950

4) 矢島澄策：北海道の水銀鉱床，北海道地質要報，No. 17, 1951

概　報

553.61：550.85(522.2)

長崎県大村粘土鉱床概査報告

藤井　紀之*

On the Omura Clay Deposits, Nagasaki Prefecture

by

Noriyuki Fujii

Abstract

The Omura clay deposits are situated about 4 km northeast of the Omura station.

The geology of this area consists of two pyroxene andesites, which may be divided into two types. The one is platy andesite, the other seems to be basaltic.

The origin of this clay deposits is considered to be of hydrothermal replacement in the two pyroxene andesites. The ore is mainly composed of hydrated halloysite including small amounts of gibbsite and others.

1. 緒　言

昭和32年5月，資料収集業務の一つとして，長崎県大村市所在の大村粘土鉱床について概査を行なつたので，その結果を報告する。

調査に際しては，鉱山側で実測した千分の1地形図を使用した。また現在鉱山側で実施中の試錐試料を収集し，これを総括した。

なお本鉱床については，九州大学採鉱学教室田中信也・宮久三千年・鞭政共の3氏による調査報文（1954年，未発表）がある。

第1図　調査位置図

この報告を記載するにあたり，熱分析その他について種々の便宜と懇切な助言を賜わつた九大採鉱学教室の田中信也氏，および現地調査にあたつて，種々御援助下さつた大村白土鉱業株式会社の方々に，心から謝意を表する次第である。

2. 調査区域

2.1 位置および交通

大村粘土鉱床は，大村市大字伏勢字雄ケ原にあり，大村駅の北東方約 4 km の地点にあたる。採掘現場までは開拓道路を通じ，トラックの通行が可能であり，交通は便利といえよう。

2.2 鉱業権

鉱区番号　長崎県採登　1128号

登録鉱種　耐火粘土

鉱業権者　大村白土鉱業K. K.

鉱山名　雄ケ原鉱山

2.3 沿革

本鉱床の開発は，大正年間から行なわれていた模様であるが，生産量はきわめて少なく，ほとんどその存在を知られていなかつたといつても過言でない。昭和29年に至り，大村白土鉱業K. K.（代表松尾吾郎）により鉱区が設定され，若干採掘も行なわれたが，なお本格的操業の段階には至らなかつた。昭和31年小野田セメント

* 福岡駐在員事務所

K.K.が経営権を引継ぎ，その後活発に試錐・焼成試験などを実施中であり，本格的に採掘される時期も間近いものと思われる。

3. 地　形

調査地域は，いわゆる多良岳火山群の1つである琴平岳（334.2m）の南部にあたり，北東から南西方に向かつて緩やかに傾斜する丘陵地である。鉱床はこの丘陵地の背部に賦存し，標高約240mの地点にある。

4. 地　質

鉱床附近の地質は，多良岳熔岩の一員である両輝石安山岩からなつている。地表調査ならびに顕微鏡下の観察によれば，この両輝石安山岩には異なる2つの型が認められる。

1つは鉱床の下部ならびに周辺に広く分布し，図版1に示すように板状の節理が著しく発達している。

図版 1　両輝石安山岩Ⅰ型の板状節理（たゞし上半部は堆石）

図版 2　現場事務所と両輝石安山岩Ⅱ型の捨石

他の1つは，鉱床の賦存する丘陸地の背部に分布し，黒色ガラス質で塊状をなして産し，一見玄武岩質のようである（図版2）。

こゝではかりに前者を両輝石安山岩Ⅰ型，後者を同じくⅡ型として区分することとする。

粘土化が著しいため，両者の境界は明瞭でないが，後者は前者の見掛け上上位にあり，おそらく前者を覆つて流れたものと思われる。

4.1 両輝石安山岩Ⅰ型（板状安山岩）

粘土鉱床の下部および周辺に広く分布し，その大部分は2～5cmの間隔で板状の節理面が著しく発達している。節理面の走向・傾斜は変化が著しい。全体として暗灰色ないし灰褐色を呈し，かなり緻密で斑晶は1mm以下のものが多い。

鏡下の観察では，斜長石・斜方輝石の短冊状ないし短柱状の微晶からなる石基と，斜長石・普通輝石および斜方輝石の斑晶が認められ，ドレライト組織を有している。斜長石はアルバイト双晶が顕著で，一部に累帯構造をなすものもある。斜方輝石は古銅輝石ではないかと考えられるが，判然としない。ほかに副成分鉱物として磁鉄鉱がみられる。

なお局部的ではあるが，2つの板状安山岩の下部に灰白色粗鬆で集塊状をなす岩石がみられる。前者に比較し斑晶が多く，とくに斜方輝石が多くみられるが，構成鉱物と組織はほゞ同じなので，一応同一のものとして一括した。

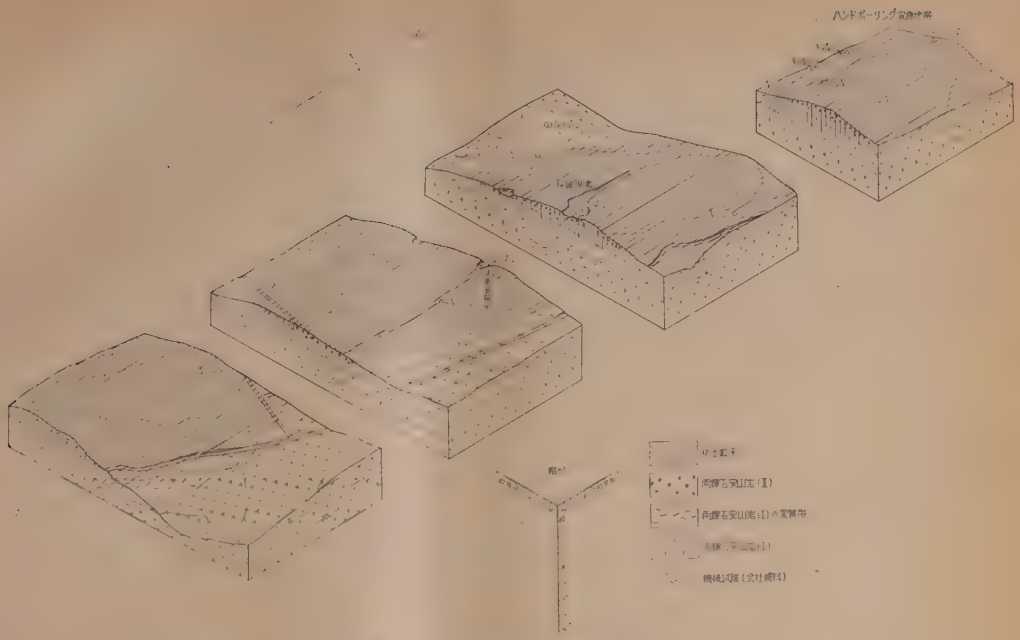
4.2 両輝石安山岩Ⅱ型（玄武岩質安山岩）

鉱床の賦存する丘陵の背部に分布し，前記板状安山岩の見掛け上上位にある。分布範囲は局地的で，おゝむね鉱床の賦存する区域内に限られるように思われる。外観は黒色ガラス質で，径0.5～2mの巨塊状をなしている。きわめて緻密堅硬であるが，所々に晶洞があり，菱鉄鉱が密集している。

鏡下の観察では，石基・斑晶ともに前記板状安山岩と構成鉱物はほとんど変わらない。異なる点は，石基がガラス物質により塡たされていることと，斑晶に斜方輝石が少ないことである。また副成分鉱物として磁鉄鉱・角閃石がみられる。斑晶の斜長石にはアルバイト双晶が認められ，一部はソオシユル石化作用（saussuritization）・絹雲母化作用を受けており，部分的に炭酸塩鉱物が生成されている。

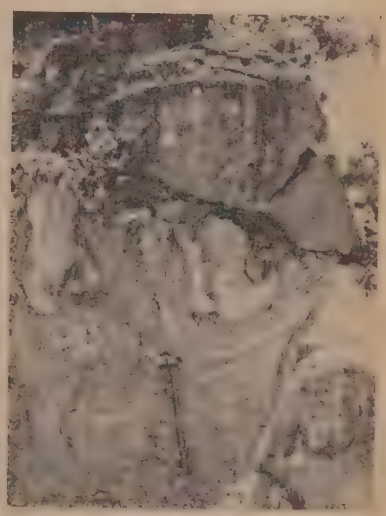
5. 鉱　床

本鉱床は前記両輝石安山岩Ⅰ型およびⅡ型から変質したと考えられる淡青色ないし暗青色の粘土鉱床で，丘陵



第２図　大村粘土鉱床立体地質図

図版３　白色粘土の網状脈

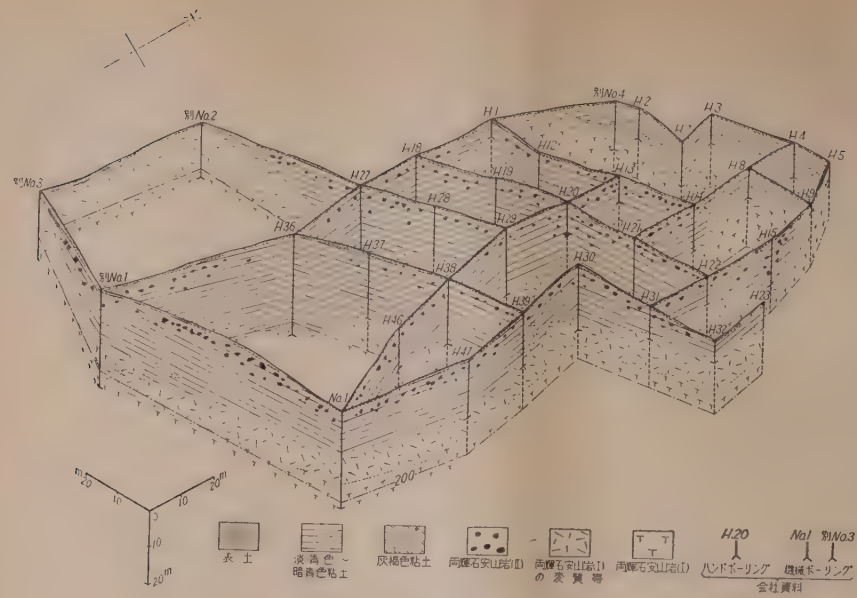


図版４　白色粘土脈を中心として粘土化している状況

地の背部に南北約 850m，東西約 200m の区域にわたって賦存している。

鉱床は第２図に示すように，南北に延びる不規則な形状をなし，厚さの変化もはげしく最大 25m に達する。鉱床周辺の板状安山岩はかなり変質を受けており，この変質帯の厚さは 10m 以上に達する。また変質度は粘土鉱床に近くなるに従って漸移的に高くなる。なお試錐の結果によれば，この変質帯のなかに，粘土を挟むことがしばしばある。これは後述するように，この粘土が熱水変質性のものであり，母岩中の割線を通じて粘土化が進んだためであろう。

鉱床の上部には第３図に示すように，玄武岩質安山岩



第 3 図 ハンドボーリング地域のパネルダイアグラム

の巨塊が未変質のまゝ残つている。この玄武岩質安山岩は，周辺部から玉葱状に剝離し，粘土化する傾向があり，粘土と母岩の間には，前記板状安山岩との関係においてみられるような変質帯は，ほとんど存在しない。

この未変質の玄武岩質安山岩は，地表近くに多くみられるが，地表下 10m 以上の深所には，ほとんど残存していないもようである。

本粘土鉱床で最も特徴的なのは，淡青色ないし暗青色粘土のなかに貫入している白色，または乳白色の粘土脈である。脈幅は 0.1～3 cm の程度で，図版 3 に示すように，網状脈をなすことが多い。また玄武岩質安山岩の巨塊が残つている場合には，しばしばこの白色粘土脈に囲繞されており，これを中心として粘土化が進んでいる(図版 4)。

この白色粘土脈は全体として粘土化の著しい部分に密集しており，変質帯にもしばしば観察される。

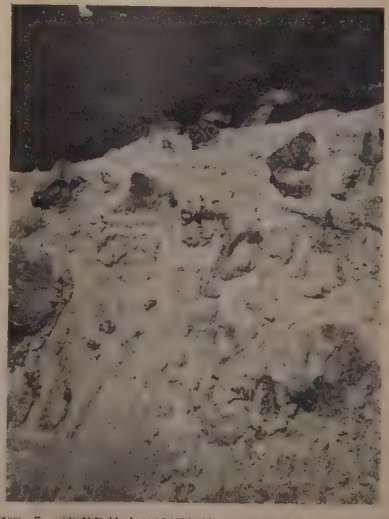
以上の状況からみて，この白色粘土脈は鉱床と密接な関連性があり，鉱床の生成には熱水作用の影響があつたものと考えられる。

6. 鉱　石

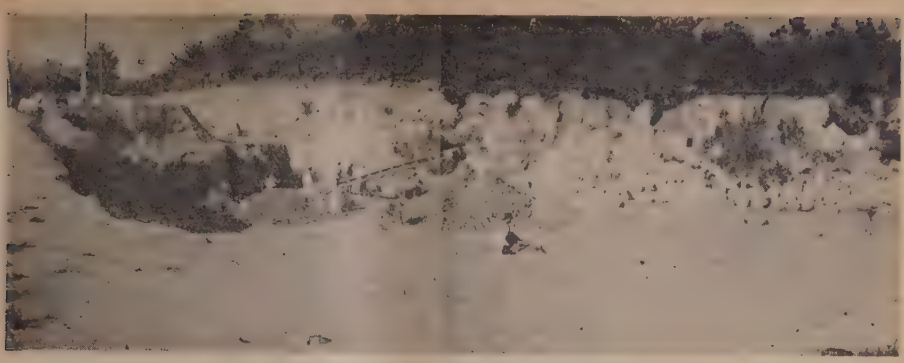
本鉱床の主体をなすものは，淡青色ないし暗青色の粘土で，部分的には灰褐色粘土も産する。

母岩の種類および産状によつて区別される 5 種類の試料について，示差熱分析を行なつたところ，第 4 図のようであつた。実験結果から判断すれば，No. 5 の暗灰色粘土を除いては，いずれも加水ハロイサイトを主成分とする粘土であることが推定される。

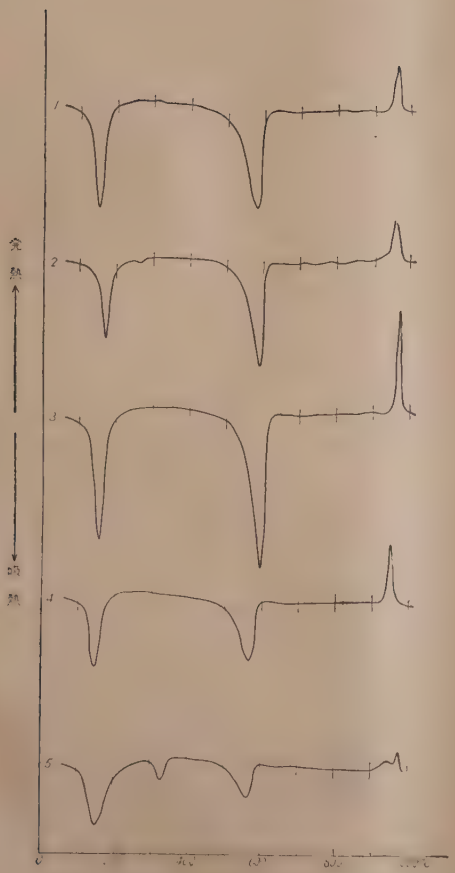
No. 1 と 2 の曲線を比較すれば，母岩の相違による鉱石の変化はあまりないことが認められる。たゞ No. 2 の暗青色粘土は，No. 1 の淡青色粘土に較べ，若干鉄分を多く混じているようである。このことは肉眼的にも観察される。また No. 3 の脈状白色粘土の曲線は，吸熱・発熱の peak がきわめて顕著であり，不純分が最も少ない



図版 5 淡青色粘土と暗灰色粘土が互層をなしている状況



図版 6　採　掘　場　全　景



第4図　示差熱分析曲線

1. 淡青色粘土：両輝石安山岩（II）から変質したもの
2. 暗青色粘土：両輝石安山岩（I）から変質したもの
3. 白色粘土：白色の脈状をなすもの
4. 淡青色粘土：やゝ硬質のもの
5. 暗灰色粘土：粘性強く均質なもの（4,5 は互層をなして産する。両輝石安山岩（II）から変質したと思われるもの）

のではないかと思われる。

唯一の例外である No. 5 の暗灰色粘土は，図版 5 に示すように，淡青色粘土と互層をなして産するものである。実験結果をみると，加水ハロイサイトに特有の peak のほかに，330° C 前後の吸熱と，940° C 前後の小さな発熱とがある。前者はおそらくギブス石の混入を示すものと思われるが，後者については，この実験結果だけでは判断し難い。たゞ 100～200° C の吸熱 peak が比較的大きい点と考え合わせて，アロフエンが混入していることも考えられる。

なお田中ら[註1)]の調査では，加水ハロイサイトのほかに，クリストバライトとギブス石の存在が報告されている。

耐火度試験の結果はおゝむね SK 33 以上で，良質部は SK 36 に達しており，耐火材料として使用しうる。次に鉱山側から提供された本粘土に関する分析表を掲げる。

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O / Na_2O	Ig. loss	Total
1	45.69	36.11	3.11	0.12	tr.	tr.	14.70	99.73
2	43.67	34.25	4.67	0.30	1.97	tr.	13.83	98.69

分析：小野田セメント津久見工場

7. 稼行状況

現在当鉱山では，おもに探鉱が行なわれ，焼成試験用の鉱石が若干採掘されているにすぎない。従業員は職員 10人，労務員 20 人余で現在までに機械試錐 19 本，ハンドボーリング 30 本を実施し，なお継続中である。

註 1)　田中信也外 2 名：長崎県大村市産大村白土調査報文，未公表，1949

8. 結　語

以上の結果を要約すれば次のようである。

(1) 鉱床附近の地質は両輝石安山岩からなり，これは岩石学的にⅠ型およびⅡ型に区分される。

(2) 粘土鉱床は，この両輝石安山岩Ⅰ型およびⅡ型が熱水変質作用を受けて生成されたものと思われる。

(3) 本粘土の主成分は，加水ハロイサイトであり，ほかにギブス石等の混入が考えられる。

(昭和32年5月調査)

文　献

1) 小倉　勉：多良岳火山地質調査報文，震災予防調査会報告，No. 90, 1918

553.661 : 550.85 (524)

北海道川上郡跡佐登鉱山硫黄鉱床調査報告

斉藤　正雄*

Sulphur Deposits of Atosanupuri Mine, Kawakami-gun, Hokkaidō

by
Masao Saitō

Abstract

Geology of this mine is composed of pyroxene andesite, dacite, pyroclastic rocks, volcanic ash and sand, etc.

The sulphur deposits occur on the margin of the central cone of Mt. Atosanupuri, a double volcano. The types of the deposits are generally sublimation and are formed by the solfataric action.

Alterations of the country rocks are sulphurization, pyritization, silicification, aluniti-zation etc.

The ores are constituted of sublimation sulphur, pyrite, opal, alunite and clay mineral.

According to the results of surveys in August 1952 and March 1958, sulphur content of the ore showed about 25% at the upper part and 10% at the lower part.

要　旨

1) 跡佐登鉱山は釧路国川上郡弟子屈町にあつて，釧網線川湯駅の南西1.5km附近にあたり，立地的にきわめて恵まれている。

2) 本鉱山は明治12年から稼行され，昭和19年の大戦による硫黄鉱山整備までに，ほゞ35,000tの生産実績を示し，昭和26年に再開し，最近では月間産出製品600tを超えている。

3) 鉱山附近は複式火山を形成し，外輪山は両輝石安山岩熔岩とその火山砕屑岩類からなり，中央火口丘はガラス質輝石石英安山岩を主とするその後の爆裂火口放出物などからなつている。

4) 硫黄鉱床は中央火口丘の外縁で，外輪山との境界にほゞ環状をなして胚胎し，硫気ガスによる昇華硫黄を主体として，鉱染鉱を伴なつている。

5) 鉱床母岩は火山灰砂もしくは岩屑および各種安山岩であり，比較的噴煙の弱い所に富鉱体を形成する傾向がある。

6) 鉱床の厚さは，とくに噴気の激しい硫気孔附近では塔状を示すので，きわめて不規則ではあるが，大体1～1.5mで，その上部30cm位が上鉱部，下部品位は急激に低下する。

7) 母岩の変質に関しては，まだすべてを究明するに至らないが，硫黄化・硫化鉄鉱化・珪化（蛋白石化）・明礬石化等が認められる。

8) 硫黄鉱石は黄色ないし灰色，質粗鬆であり，これに華硫黄・純硫黄および岩鉱がある。随伴鉱物としてはこのほか硫化鉄鉱・蛋白石・明礬石・粘土鉱物等がみられる。

9) 鉱石品位として鉱体上部ではS30%を上廻るが，下部は10%程度であり，平均するとS15%前後と考えられる。

10) 今後中央火口丘南西寄りのK・O・M現場附近，その他の探鉱によつて，かなりの鉱量増加が見込まれる。

1. 緒　言

硫黄資源として最も重要な位置を占める鉱染硫黄鉱床が，昇華硫黄鉱床と同じく，主として過熱水蒸気の作用によつて生成されたものと一般に考えられている。昇華硫黄と鉱染硫黄の鉱石に多少の差異は認められるが，現

* 北海道支所

在もなお火山噴気ガスにより，できつつある昇華硫黄鉱床の生成機構を究明することは，今後のこれら鉱床探査のうえに，きわめて益するところがあると思われる。筆者は先年海別硫黄鉱山[13]を調査したが，ますますこの感を深め，次いで同じ千島火山帯中の跡佐登鉱山の母岩の変質研究を主とする鉱床調査を行なうことになつた。

本調査は昭和27年8月の10日間で，まだ全般的な生成機構の結論をだすまでには至らないが，その後昭和33年3月に3日間の補足調査を含めて，とりあえず同鉱山の地質・鉱床の概要をとりまとめて報告する。

調査中種々の御便宜をわずらわした鉱山職員各位に，深謝の意を表する。

2. 位置および交通

跡佐登鉱山は釧路国川上郡弟子屈町字川湯にあり，現場は釧網線川湯駅の南西方直距 1.5 km のアトサヌプリ山附近に位置する。鉱石の搬出，および製錬場から駅まで

第1図 位 置 図

での製品搬出はすべてトラックによつており，冬期間の積雪も比較的少ないので，立地的にきわめて恵まれた條件を備えているといえる。

3. 鉱 区

登録番号：釧路国採登 85号
〃 試登 4,122号
鉱 種 名：硫黄
鉱業権者：東京都千代田区大手町2の2
跡佐登硫黄鉱業 K. K.

4. 沿革および現況

本地区硫黄鉱床の発見は明治12年頃で，当時標茶までの鉄道を敷設して輸送原鉱を製錬した後，釧路川沿いに搬出していた。明治20年に安田善之助，同30年に山田朔郎の所有となり，大正6年まで跡佐登鉱山として稼行された。一方大正4年に長井大作が同鉱山鉱区の一部に採掘権を得，千才鉱山として昭和6年までにかなりの出鉱をみている。昭和6年に両角克治が跡佐登・千才の両鉱山を合併し，昭和19年の硫黄鉱山整備までに総計ほゞ35,000 t の生産を挙げている。これまでの製錬は主として焼取法およびダラニ法を用いていた。

昭和26年に両角克治は野村鉱業 K. K. と提携し，あらたに跡佐登硫黄鉱業 K. K. を設立して現在に至つたが，その後はオールスライム浮遊選鉱法を用い，湿式蒸気製錬法により精製硫黄を得ている。たゞしこの浮選機および製錬法にも漸次改善が加えられ，かなりの低品位鉱までも採鉱の対象となり，出鉱も増加してきた。

昭和27年の月産粗鉱量はほゞ 1,500 t で，そのS品位19％前後，製品は250 t 位であつたが，昭和32年末では月産粗鉱量6,000 t (S品位12％) を上廻り，産出製品は600 t を超えている。このように生産が年々増加の一途をたどつているが，従業員は100名から150名にふくれ上つたにすぎない。これは選鉱・製錬技術の進歩とともに採掘方法がかなり機械化され，剝土その他にブルトーザーを用い，以前の鉱車・インクラインによる搬出を廃して，すべてトラック輸送に変えたためである。

製品の出荷先は釧路市十條化学を主とし，旭川市国策パルプその他本州向けとなつている。

5. 地形および地質

本地方は，千島火山帯に属する景勝の地で，跡佐登山 (510 m) は複式火山を形成し，本山の北西にマクワンチサプ山 (574 m)，さらにサワンチサプ山 (521 m) が並んでいる。この西方に屈斜路湖があり，これらを含み東方の摩周湖に及ぶ径 20 km の大カルデラがみられ，釧路川は火口瀬の形で南流している (第1図)。

跡佐登火口丘は直径ほゞ 1 km の鐘状をなし，この火口丘の東側山腹に爆裂火口を有している。現在火口丘中には比較的噴煙が少ないが，これの縁辺で外輪山との境界附近は (ときに突長な火口原もみられ)，いたるところ噴気孔で満たされ，しばしばものすごい音を立てて硫気ガスが上昇している。

本鉱山附近の地質は，おゝよそ新旧2期の火山岩類か

第 2 図　跡佐登鉱山地質鉱床図

らなつている。すなわち早期には両輝石安山岩熔岩とその火山砕屑岩類があり，後期はガラス質輝石石英安山岩を主とし，その後の爆裂火口放出物などである。

第2図に示したように，跡佐登火山の外輪山を構成するものは，両輝石安山岩熔岩および同質集塊岩で，区域の南西部丘陵地帯には角礫岩・凝灰岩等の火山砕屑岩が多い。また狭長な火口原には火山灰砂が埋めている。中央火口丘を形成するものは，ガラス質輝石石英安山岩で，きわめて特徴があり，これの東側の一部に熊落爆裂放出物がみられる。

両輝石安山岩は暗灰色堅緻で，斑晶として斜長石≫単斜輝石＞斜方輝石が認められ，きわめてまれに石英を含み，石基は微針状斜長石を主とした潜晶質である。本岩中にはしばしば捕獲岩として粗粒玄武岩質安山岩がみられる。鏡下で小短冊状の斜長石が多く，輝石はほとんど緑泥石化しているが，緻密の安山岩に近いものと思われる。

ガラス質輝石石英安山岩は，灰白色粗鬆のものから，淡青灰色のやゝ粗鬆のものである。斑晶が少なく，両輝石のほかに僅かに他形ないし半自形石英がみられる程度である。石基はまつたくガラス質で，ピトロフィリック石理を有し，しばしば球褐状構造があつて，玉髄質もしくは緑泥石質物が埋めている。

跡佐登山は千島火山帯中の1活火山であり，したがつて北東一南西の大構造線に支配されていることは論をまたない。本火山鐘状火口丘にはその頂上を中心として，放射状の亀裂が発達しており，また本岩中の節理は北北西性のものが著しい。このほか火口丘東縁部のR現場とW現場とを結ぶ北北西方向の構造支配がきわめて顕著にみられる。

6. 鉱　床

6.1 概　説

本火山中央火口丘の縁辺には，既記の通りきわめて多数の硫気孔がみられ，また火口丘の亀裂に沿つても，各所に噴煙を上げている。硫黄鉱床はこれらの硫気孔の附近で，主として火山灰砂・岩屑中に，一部安山岩中に昇華硫黄として胚胎し，これに岩鉱を伴なつている。このなかでも比較的噴煙の弱い所か，あるいは噴気の休止した所に富鉱体を形成するようである。鉱床は中央火口丘外縁にほとんど連続して環状に胚胎するが，これらを便宜上第1・第2・第3・第4の4つの鉱床群に大別する。第1鉱床群は区域の東部で，A・B・U・V・Wの5現場を含み，第2鉱床群は区域の南寄りで，C・D・E・F・G現場を，第3鉱床群は区域の西側で，H・M・L・P現場を，第4鉱床群は区域の北東寄りで，R・S・Tの3現場を含んでいる。このほかに地域の最南部に第2現場があり，また火口丘の亀裂に沿つてK・O・Qの3現場がみられる。以上のほかにも数多の小鉱床が認められるが，鉱床の規模と品位の点で考慮すべきものはないようである。これらのうち第4鉱床群以外の鉱床は過去現在を通じて採掘の対象となつており，また採鉱跡においても10年を1輪廻として若返るということは見逃せない事実である。最近中央火口丘中のO・K現場附近が，主要稼行現場となつてきたことは注目に値する。

なお第4鉱床群は現に最も噴煙の著しい所で硫気鼻をつき，かなりの優良な昇華鉱石が認められるが，こゝは観光指定箇所にあたるため，当分採鉱は許されない。第3鉱床群中のP現場もほゞこれに近い状況を呈するが，ここのものは観光季節の過ぎた年末から，翌年4月までの採鉱が許されている。

各鉱床群は，その延長100～400 m，幅50～100 m程度のものが主体をなしているが，このほかにも不規則の鉱体がいくつかみられる。

鉱床は一般にその上部20～40cmが優良部で，その下1m前後が低品位鉱部，さらにその下部には，ときに50 cm程度の硫化鉄鉱に富む部分が胚胎する。

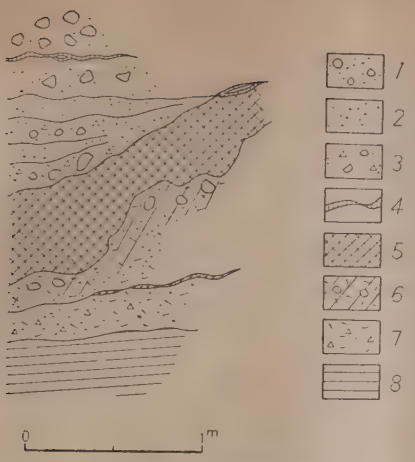
6.2 各　説

第1鉱床群

区域南東部のW現場を谷とする右長のV字形に近い鉱床群で，股の左側の延長ほゞ150 m，右側の延長ほゞ400 mで，幅はいずれも30～50 m位である。この股の附近に温泉が湧出するが，これをとりまくA・B・W現場では，主として外輪山の両輝石安山岩中に胚胎する鉱床で，鉱石品位はよいがきわめて薄く，一部少量の採鉱をみた程度である。ところが股右側のV・U現場ではかなり趣を異にする。すなわちV現場附近は主として火山灰砂中に，U現場ではこのほかにガラス質輝石石英安山岩中に胚胎しており，現在に至るまで主要な稼行現場となつている。とくにV現場のものはその範囲も広く，層厚も1mを超える所が多く，またその北西寄りでは鉱体下位に暗灰色含硫化鉄鉱層がみられる。

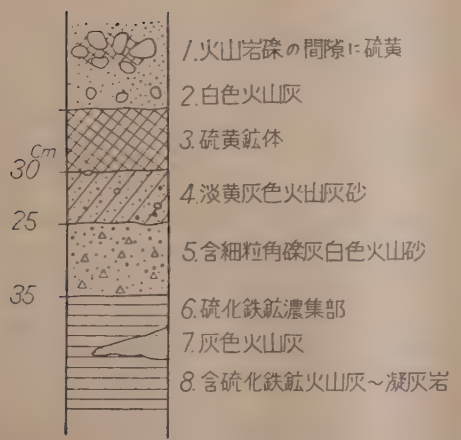
第2鉱床群

区域南部の丘形の鉱床群で，その延長はほゞ450 m，幅50～80mを有している。この丘の高い所にE・F・G現場が，右すその所にD・C現場がある。鉱床の大部は火山灰砂もしくは細粒角礫中に胚胎するが，すそ部では両輝石安山岩質集塊岩中に含まれるものもある。E・F・G現場では，大体上部から硫黄層・灰白色火山砂ないし粗粒角礫層・火山灰層となつており，この火山灰層中の



第 3 図 V－U現場柱状図

1： 岩礫を含む火山灰
2： 火山灰（上部赤色，下部白色）
3： 含角礫火山灰
4： 褐鉄鉱
5： 硫黄鉱体
6： 含礫灰色凝灰岩
7： 含細粒角礫灰色凝灰岩
8： 含硫化鉄鉱凝灰岩



第 4 図 F 現場柱状図

上部に硫化鉄鉱の鉱染が著しく，下部は帯青暗灰色を呈してしばしば粘土化する。硫黄鉱床の上位の表土中には多くの安山岩岩礫が含まれるが，これらの間隙にも硫黄が認められ，これの下部で鉱床に接する附近は硫気作用による漂白部がある。このうちのE・F現場は，硫化鉄鉱層を残してその大部は採掘しつくされ，G現場はかなり硫気の強い所でまだ可採部を残し，D現場附近はなお採鉱の対象となつている。

第3鉱床群

区域西部のL・M現場を含む「く」の字形鉱床と，その北部と南部のP現場・H現場とを合わせて，第3鉱床群とする。鉱床は両輝石安山岩中のもの，ガラス質輝石石英安山岩およびその集塊岩中のもの，角礫凝灰岩ないし火山灰砂中のものと，各種の産状を示している。その延長「く」の字形部では550 m，P現場では400 m，H現場では120m で，幅は50～100m である。L現場の鉱床の主要部は両輝石安山岩中に，一部角礫凝灰岩・火山灰砂中にみられ，前者の厚さ，品位ともに不規則ではあるが比較的薄く，下部にあまり見込めない。M現場とH現場はガラス質輝石石英安山岩中に胚胎するもので，とくに注目すべきは，M現場から北方ほゞ200m までにみられる同質集塊岩中に，地表下5 m附近まで特殊の硫黄鉱石が認められることである。P現場はR現場に次ぐ噴気の激しい所で，多くの塔状をなす華硫黄がみられるが，みた目ほどその規模は大きくない。むしろ現在稼行（3カ所）している多少両側にそれた噴気のさほど激しくない所が，品位は落ちても将来性のある規模を有している。

第4鉱床群

区域の北東部で，R・T・S現場を含む鉱床群である。このうちR現場が最も大きく，本鉱山中最も噴気の激しい所で，その延長は400 m，T・S現場の延長100 m前後，幅はいずれも50 m 位である。これらの鉱床はほとんど各種安山岩類中に胚胎するもので，とくにR現場はその品位・鉱量ともにかなりの可採鉱量が期待できるが，前記の通り観光地のため当分採掘不可能である。

その他の鉱床

跡佐登中央火口丘には，放射状に発達する亀裂に沿つて，多くの硫黄鉱床が胚胎するが，このうちでK・O・Q現場が代表される。とくにO現場が古くから開発され，最近K現場が有望な稼行現場となつてきた。

O現場は現に確認されるだけで100 m×100 m の広さを有し，K現場は現在剝土により露われてきたものを合わせ，ほゞその延長200 m，幅100 m が確認され，両現場ともまだ発展性がある。鉱床の厚さは 1 m 前後のことが多いが，上盤の0.3～1 m は珪化漂白され，しばしば白色明礬石を有するので，これが探鉱の指針となることが多い。

第2現場（第2図中のII）は区域の最南部にあり，45 m×20 m 程度の小露頭で，鉱床はK・O現場に類似する。すなわちほゞS 20％の鉱床で，厚さ1 m 位の上位は安山岩岩塊を含む火山灰層で，これが珪化漂白して明礬石を含み，ときに粘土化し，これらを新期の火山砂を挟む浮石層が被覆している。上記安山岩岩塊は，鉱体中では変質して原岩は明らかでないが，漂白部では中央火口丘と同じ石英安山岩である。

7. 鉱化作用と母岩の変質

硫気ガスが岩石中に拡散するときに，その鉱化ガスから供給される硫黄の量が充分でないと，岩石中の僅かな條件に支配されて，その通路の附近で，きわめて不規則な範囲に鉱化作用の行なわれることは当然である。しかしながらこの岩石が凝灰岩質岩あるいは集塊岩である場合は，鉱化ガスの逃げ場を少なくして，比較的その浸透力が強く，かなりの範囲に鉱床を胚胎させるようになる。

跡佐登鉱山においては，種々の鉱床母岩が認められるが，その主体をなすものは火山灰砂，もしくは角礫質凝灰岩である。これらは中央火口丘の外縁部に広く発達し，また火口丘中あるいは外輪山の安山岩熔岩中でも，それに新期の凝灰岩などのような火山噴出物の被覆する所に，比較的大きな鉱床を胚胎させているようである。

上記の凝灰岩などを中心としてその周囲に向かい，鉱石品位の変化や母岩の変質の累帯配列がみられるが，それらの相互関係についての記載は，まだ資料に乏しく割愛する。こゝでは単に鏡下での特徴などにより認めた変質について述べる。

すなわち，硫化鉄鉱化・硫黄化・珪化（蛋白石化）・明礬石化・粘土化・褐鉄鉱化等である。

硫化鉄鉱は，先に述べた通りE・F・G現場，およびV現場西部の硫黄鉱床下部にみられるが，鏡下では各所の母岩中にも認められ，これは母岩の Fe と，鉱化ガス中の H_2S との化学作用によるものと考えられる。

硫黄は，鉱化ガスの作用で母岩中の鉱物成分を運び出した空隙，および以前からあつた空隙に遊離硫黄として沈殿あるいは鉱染したものである。とくにこの硫黄化の進んだものでは，原岩中にもかなり浸透し，原岩構造を留めないぐらいに交代されていることがある。安山岩質岩では，初期には斑晶の一部に硫黄が沈殿し，次に斑晶の大部が硫黄で満たされ，さらに鉱化が進めば，石基中にも細目状もしくは斑点状に沈積するようになる。

以上のような場合に，母岩中の斑晶その他に含まれる Ca，Fe，Mg，Al などの一部あるいは全部が流出し，あとに残存した SiO_2 は蛋白石となつて普通にみられるものである。とくに鉱床の上盤では広範囲に漂白された多孔質粗鬆岩となつている。噴気孔附近の岩石が塔状の黄色硫黄鉱石を中心として，漸次白色の母岩に移化して行くのは，これも漂白作用および蛋白石化によるものである。

硫黄鉱床上盤の白色粗鬆岩中には，明礬石の認められることがあるが，これは鉱化ガス中に多量の遊離硫酸を含むため，母岩中の斜長石と化合してできたものと思われる。この明礬石は，その輪郭をとゞめた斑晶中にはほとんど認められないので，こゝでは主として斜長石成分の流動の途中で明礬石化したことを示している。

硫黄鉱床の上盤もしくは下盤の硫化鉄鉱を含む附近に，粘土状部のみられることがあるが，これは母岩の変質して陶土，もしくはカオリンとなつたものが，水を含んで粘土化したものと思われる。

褐鉄鉱はV・U現場，その他に認められるが，これは硫化鉄鉱もしくは鉄鉱物の二次的変質によるもので，この他地域の各所に，淡褐色ないし淡赤色の焼け状部がみられる。

上記のように母岩の変質を調べるのに，原岩の性質と鉱化ガスの性質を知ることが最大の要素となるが，このほかに鉱化ガスの温度・圧力・速度なども加味されなければならない。これらに関する研究はすでに早瀬喜太郎・向山広らによつてなされ，解明されつつある。たゞしこれらはきわめて複雑な関係にあるので，これに対する吟味と同時に，母岩変質の相互関係の究明については，今後に残された課題である。

8. 鉱　石

硫黄鉱石は概して黄色ないし灰色を示し，粗鬆でありこれに昇華硫黄としての華硫黄・純硫黄および岩鉱がある。華硫黄は噴気孔中に塔状をなして昇華した硫黄結晶で，斜方錐体の集合からなるもので，濃黄色を呈し，不純物はほとんど含まずS品位90％を超える。純硫黄は純粋な硫黄結晶の集合からなるもので，きわめて少ないが岩鉱中の母岩の亀裂とか，硫化鉄鉱に富む部分などに，脈状に貫ぬいて生成されており，透明度は少ない。岩鉱としてみられるものは，火山灰砂もしくは角礫凝灰岩などが硫黄結晶によつて鉱染されたもので，淡黄灰色ないし灰色を示し，一般に品位は低い。このほか特殊な鉱石としてM現場北方の石英安山岩質集塊岩中のものがある。こゝでは岩塊の直径0.3～5 mの中心部に硫黄が鉱染し，またこれらの岩塊をとりまく砂質凝灰岩，もしくは角礫凝灰岩中に鉱染して，S 60％にも達するフイルム状の優良鉱石を有している。

鉱化の進んだ硫黄鉱石を鏡下に検すると，大きな硫黄結晶の集合体となつている場合もあるが，他鉱物と微粒の集合体をなして濁つていることが多い。

硫黄鉱床の下位に硫化鉄鉱に富む部分があるが，概してそこは暗灰色凝灰岩層ないし粘土層を形成している。硫化鉄鉱は空洞に微粒状の集合をなすこともあるが，蛋白石化した部分に散点したり，一部の斑晶中に集中することがある。

蛋白石は最も広くみられるもので，硫黄鉱石中では母岩の斑晶，その他の残留珪酸として硫黄に先行して形成され，また蛋白石の微粒が，硫黄と集合体をなしているのがしばしばみうけられる。蛋白石のなかには球顆状をなしているものがある。

明礬石は蛋白石化した部分の空隙を埋めている場合と，硫黄に包まれている場合があり，概して針状ないし鱗片状を呈する。

第 1 表

試料採取現場	試料番号	試料採取厚さ (cm)	S (%)	SiO_2 (%)	Fe (%)	Al_2O_3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	備考
U 現場	1	100	19.69	—	—	—	—	—	平均鉱
V 〃	2	90	13.62	79.69	—	—	—	—	下部貧鉱部
F 〃	3	80	24.80	—	—	—	—	—	下部硫化鉱
F 〃	4	50	31.66	—	—	—	—	—	上部硫黄鉱
G 〃	5	70	21.21	—	—	—	—	—	含硫化鉄鉱硫黄鉱
L 〃	7		56.04	39.09	0.53	1.08	0.16	2.58	上鉱
第2(II)〃	6		18.63	—	—	—	—	—	灰白色部平均鉱

分析：狛　武

9. 品　位

鉱石品位としては，一般に鉱体上部のものが S 30％前後，下部の貧鉱部で S 10～15％程度である。

各現場で採取した試料の分析結果は第1表の通りである。たゞしこれによつて本鉱山鉱床群の全平均品位を推定するにはたらない。

昇華硫黄鉱床の可採鉱量を算定することはきわめて困難である。それは現在もなお鉱化ガスが盛んに噴気しており，採鉱跡でも再度昇華鉱染して鉱床を再生していくからである。またその厚さも不規則で，鉱床の上部が優良，下部が急激に低下する。このような事情のため，鉱量の算定は困難であるからこれを割愛した。

10. 結　言

本鉱山の硫黄鉱床は，主として跡佐登複式火山の外輪山と，中央火口丘との境界附近に胚胎する昇華硫黄鉱床で，現在もなおその生成が行なわれている。明治12年から稼行され，その間変遷はあるが，現在までにかなりの出鉱をみ，鉱床も10年を1輪廻として若返つているようである。おもな鉱床を第1～第4の4鉱床群に分けた。このうち第4鉱床群は観光指定区域にあたるため，こゝ当分の採鉱は不可能となつている。

中央火口丘上に胚胎するO・K現場は最近の採鉱・掘進により急激に鉱量が増大し，しかもなお今後の剝土その他の採鉱により，その賦存範囲を拡げる可能性が濃く，場合によつてはK・M・O3現場が連絡する見込みもでてきた。したがつて，今後の探鉱の主眼はこの地区に向けられるべきで，加えてO・M現場西麓に特殊な鉱床が胚胎することからみて，試錐による中央火口丘西側下部の探査が必要であろう。このほかにも第2鉱床群の硫化鉄鉱の下部と，第2現場附近の今後の探鉱に期待がもてる。

（昭和27年8月，33年3月調査）

文　献

1) 早瀬喜太郎：蔵王，吾妻両硫黄鉱床について，早稲田大学鉱山学研究報告，Vol. 2, No. 52, p. 2, 1952

2) 早瀬喜太郎：昇華硫黄鉱床の硫黄の根源について，日本鉱業会誌，Vol. 70, No. 797, p. 493, 1954

3) 早瀬喜太郎：跡佐登鉱山の硫気孔（その2），早稲田大学鉱山学研究報告，Vol. 3, No. 57, p. 2, 1954

4) 早瀬喜太郎：鉱染硫黄鉱床の成因，鉱山地質，Vol. 6, No. 19, p. 1, 1956

5) Hunt W. F. : The Origin of the Sulphur Deposits of Sicily, Econ. Geol., Vol. 10, p. 543, 1915

6) 川崎繁太郎：上州白根火山に於ける硫黄の生成，地質学雑誌，Vol. 10, p. 420, 1903

7) 小林儀一郎：アトサヌプリ，地質学雑誌，Vol. 23, p. 665, 1911

8) 松原　厚：火山の噴気による硫黄鉱床の生成機構，地質学雑誌，Vol. 48, No. 576, p. 448, 1941

9) 向山　広：蔵王鉱山における硫黄鉱化作用と母岩の変質について，鉱山地質，Vol. 4, No. 14, p. 195, 1954

10) 岡村要蔵：北海道屈斜路地方地質調査報文，鉱物調査報告，No. 20, p. 1, 1914

11) 岡村要蔵：屈斜路火山群の構成，地質学雑誌，Vol.

27, p. 258, 1915

12) Phalen, W. C. : The Origin of Sulphur Deposits, Econ. Geol., Vol. 7, p. 732, 1912

13) 斎藤正雄・松村 明：北海道北見国海別硫黄鉱山調査報告，地質調査所月報，Vol. 1, No. 5, p. 33, 1949

14) 渡辺武男：日本の硫黄鉱床，地球の化学，Vol. 4, No. 2, p. 108, 1949

15) 渡辺武男・向山 広：蔵王鉱山の地質構造と富鉱帯との関係について，鉱山地質，Vol. 4, No. 13, p. 147, 1954

16) 矢島澄策：跡佐登鉱業所最近の操業，早稲田大学鉱山学研究報告，Vol. 6, No. 66, 67, p. 84, 1957

17) 山口四郎：北海道の硫黄鉱床について，鉱山地質，Vol. 3, No. 10, p. 253, 1953

18) 山口敏雄：火山活動によつて生じた硫黄鉱床の型式及それらの鉱床の母岩変質について，地質学雑誌，Vol. 44, No. 522, p. 202, 1937

19) 山口敏雄：硫黄鉱床母岩の変質の二三について，地質学雑誌，Vol. 46, No. 549, p. 319, 1939

20) 山口敏雄：鉱染硫黄鉱床母岩の変化過程の一考察，鉱山地質，Vol. 6, No. 21, p. 154, 1956

資　　料

552.3：552.1

花崗岩の熔融條件について*

N. I. Khitarov

小西　善治訳

現在地質学の領域で，重要な，かつ興味ある問題は花崗岩の生成問題で，多くの研究者の間で活発な論争の的となつている。間接指標によつて再現された條件の下で，深所において生成される花崗岩の成因問題は，多数の見解の違いを生み出す原因となつている。仮想的條件を裏付けるデータはきわめて少ない。

Vernadskii はすでに 1925 年に，内因的地質作用の発達地帯にみられるこのような状態を次のように述べている。“マグマの外殻帯の次帯においては，固体がもつ性質を著しく失つた物質，流動物質——おそらく気体で過充塡された半液体状物質——が問題となつてくる。このような（環境）媒質の化学的，物理的性質は，全く異なるものであり，あまり知られない。われわれは具体的な科学的結論を下すのに充分な量的データをもつていない。”

このとき以来 30 年の才月を経たこんにちでは，この問題に関しては，1 歩前進したとはいいえないが，きわめて僅かながら前進している。内因的地質作用の発達領域と密接な関連をもつ花崗岩の生成問題を中心とする論議も，この動きと結びついて，ときには弱まつて消え去り，ときには白熱化している。

多くの資料中で花崗岩の生成問題に関する知識の拡大に，本質的な影響を与えるものは，花崗岩基体の熔融條件に関するデータである。現在この方向における実験的研究成績がある。そのために，地質学的観察データとともに，実験データに照らして熔融條件に関する考え方がいくぶん前進している。

まず第一にこの方向において興味があるのは，花崗岩基体の 3 主熔融條件の特性である。すなわち基体の組成，温度間隔——熔融が行なわれる温度範囲——および熔融温度である。

基体の組成は，花崗岩の鉱物学的組成と融剤部分で決定される。これらの組成は，間接的に再現されたものであつて，一般に知られていない仮想的組成である。この組成には，原物質の揮発性成分および低融点成分が含まれている。これらの成分は一般に基体に接する地帯にそれぞれ分離して放出されている。

多くの地質学的物体は，この面において重要な示唆を与えている。一例としては，固相にしばしば結びつけられている鉱物中の液体包有物および気体包有物があげられる。

さまざまな生成期，およびさまざまな地域の花崗岩に含まれている水溶性成分（部分）の特殊研究結果によると，多様な割合で組成中にみられるこれらの物質は，硫酸塩類，塩化物類，弗化物類，アルカリ重炭酸塩類，アルカリ土類および珪素で代表される。花崗岩中にほとんどすべて含まれている気体状成分は，炭酸ガスと，少量であるが硫化水素である。もちろんこれらの成分でもつて花崗岩の他種潜在成分組成を完全に示しえられるものではない。

さまざまな花崗岩に関する現在のデータによれば，液体包有物の塩類濃度は 20% に達するが，主として 4～12% の濃度範囲である。ガス状炭酸ガスの含量は 0.001～0.1% の範囲にわたるが，硫化水素の含量は普通 0.005% 以下である。

---

* Хитаров, Н. И. : Об условиях плавления гранитного субстрата, Геохимия, No. 2, Академия наук СССР, 1957

石英脈の石英，アルカリ長石脈，および斜長石質ペグマタイトにおける液体包有物の濃度は一層高い。ペグマタイト鉱物（石英・長石・斜長石）における包有物の塩類濃度は，70%に達するが，15～45% の濃度値のものが卓越している。石英脈の石英——"液体包有物" では3相，すなわち液相，気相，固相が出現する——では，鉱物物質と水との比は1.5に及ぶ。包有物にみられる塩類濃度の値は10%である。

次の要因は，熔融過程の発達地域を支配している岩圧である。岩圧に関する判断基準は，熔融過程が行なわれるとみなされる深度について求められる。累重堆積柱に関する圧力計算は，作用圧力を大して明確に反映していない。複雑な形態のマグマの溜り地帯では，上部荷重を支える構築物質が形成され，マグマ基質（体）は，累重岩石の直接圧から保護されている。この種構築物質は，アーチ型のトンネル状構築物に類似し，そこでは放出帯が形成されるとともに，累重岩石層の荷重を超える内圧で支えられている。したがつて放出帯はオートクレーブの内部に類似している。マグマの溜りの岩圧値は，（堆積）柱の理論値をはるかに上廻るが，個個の堆積層の場合には，反対の現象が現われる。

信頼度の高い岩圧値を算出する方法としては，どのような方法が考えられるであろうか。可能な算出方法として，岩圧に対する個々の鉱物の安定度を実験によつて求めて，圧力の算出が行なわれている。地質学的・岩石学的データの補足としては，熔融過程が発生した深度および発生する深度の推定データとして，地球物理学的データが利用される。さらに造岩鉱物類の液体包有物および気体包有物に関するデータも利用される。しかしこの方向における立派な研究業績も，多くの物理的，化学的現象を把えるにいたつていない。H_2O-CO_2 系の P-T-V に関するデータでも，依然として信頼度のおけるものは存在しない。包有物中における水，水溶性塩類，ガス状炭酸ガスの含量の決定を基にして行なわれた花崗岩試料の岩圧の概算値と，比微孔隙値とによれば 400° の温度の下では，空胞の形成によつて発達する圧は 3,200 kg/cm² にあたつているが，温度 600° の下では，圧力は 7,000 kg/cm² に達する。

花崗岩の熔融温度は，最近多くの研究者によつて多方面から実験的に明らかにされている。Bowen と Tuttle[註1]は，上昇温度・圧力の條件の下で，ソーダ長石—カリ長石—水系を実験的に裏付けている。この実験データは，花崗岩質溶液（granitic liquid）の判断基準に利用されている。高温度領域では，この種溶液は，一層低温度の條件の下で分解を起す固溶体の連続系列を形成している。

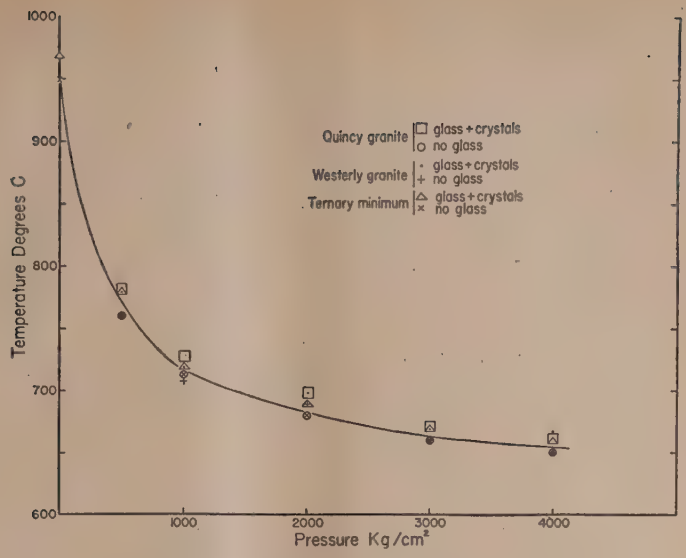
1,000 kg/cm² の蒸気圧下で現われる液相線の極小値は，$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ 70% の組成に相当する。温度は 854° にあたつている。乾熔融液のデータと比較すると，温度の低下は 220° となつている。このような温度の低下は，液相——H_2O 7.5% の熔融液——の存在によるものである。

圧力を 2,000 kg/cm² まであげると，極小値の温度低下がさらに起るが，僅か 73° である。500 kg/cm² の場合の極小値の低下は 160° に相当している。500，1,000，2,000 kg/cm² の等圧線で求められたデータを比較して，著者は次のような現象を指摘している。すなわち圧力の等増大で形成される温度（熔融）の低下効果は，圧力自体の増加に伴なつて急速に弱まつてくる。

珪素の添加によつて起るこの種偏りの錯雑化は，水の存在で極小値の温度のさらに著しい低下を招いている。石英および長石の固溶体の場の限界曲線に現われた温度の極小値は，2,000 kg/cm² の下では 675° にあたつていたが，3,000 kg/cm² では熔融温度は 670° に達した。最低温度で熔融するこの種混合物質は，事実上人工アルカリ花崗岩に類似している。岩圧が算出されても，熔融温度の低下率は僅かである。しかし圧力が温度に影響を及ぼす初期には，温度の低下効果は顕著に現われる。

Tuttle と Bowen は，人工混合物の研究を押し進めて，2種の天然花崗岩の熔融温度を決定

註1) Bowen N.L., Tuttle O.F. Synthetic granites and their melting behavior under high H_2O pressure. Am. Min. No. 3/4, 1952. abstract



第1図　人工混合物の熔融温度に関するデータと対比された天然花崗岩の熔融開始温度

Quincy　花崗岩：□ ガラス＋結晶類
○ ガラスが存在しない
Westerly 花崗岩：● ガラス＋結晶類
＋ ガラスが存在しない
3成分系の鉱物類：△ ガラス＋結晶類
× ガラスが存在しない

した。

カーネギー研究所で行なわれたこの種研究に関するMoreyの簡単な報告[註2]には，第1図にあげられている図表以外に，花崗岩自体の知識についても，与えられた條件下における物質の放置時間についても，さらにまた水の干与割合についても，なんらふれていない。たゞ単に次のように指摘している。すなわち“乾”花崗岩は，標準圧の下では950°で熔融が始まる。この温度はGreig, Shepherd, Merwin[註3]が確認した温度よりも150°高い（Greigらは800°で1週間の間，花崗岩を熔融状態のまゝで放置すると半液体状態に移行することを観察した），Goranson[註4]によれば，水が存在すると，圧力約1,000 kg/cm²下で，温度700±50°の場合に花崗岩が熔融する。

主揮発性成分以外に，さらに他種フラックス成分が花崗岩中に含まれているから，熔融條件が当然変わってくるはずである。

花崗岩の凝固期に放出されることが想像される，若干の揮発性および可熔融性組成成分の影響は，実験室でマグマの分化過程を再現して行なわれた一連の実験成績をみると，明らかである。この種の実験は，R. V. Arsenevが Eldzhurty 産花崗岩と Kavak-tau 産の花崗岩について行なわれ，初期熔融温度が決定された。前者は黒雲母・斑状花崗岩，後者は粗結晶質黒雲母・角閃石花崗岩である。鉱物学的特性は，標式的組成をもっていることを示している（第1表）。

多量（知られていない）の揮発性成分および可熔融性成分が花崗岩の生成期に放出されたと考えるならば，熔融期における液体包有物の“水溶性部分”に属する成分の存在量は2～2.5%に達することが考えられるであろう。すなわち，熔融期における成分の存在量を凝固花崗岩（0.5%以下）の含量の10倍以上にとるならば，含水量に対して40～50%となるであろう。

註2) Tuttle, O.F., Bowen, N.L. : Beginning of melting of some natural granites. Carnegie Institution of Washington, Year book, No. 52, G.W. Morey, 1952～1953
註3) Greig, Shepherd, Merwin, : Carnegie Institution of Washington, Year book, 30, 1930～1931
註4) Goranson R. Some notes on the melting of granite, J. Am. Sci., Vol. 23, 1932

第1表 花崗岩の（量的）鉱物学的特性

鉱物類	花崗岩 (%)	
	Eldzhurty	Kavak-tau
石英	30.95	32.65
カリ長石	31.70	37.00
斜長石	30.30	23.25
黒雲母	6.74	4.86
角閃石	0.37	1.72
他種共生鉱物類		0.48

花崗岩の造岩鉱物類中にみられる液体包有物の“水溶性部分の総含量は0.01～0.02%である。しかし一般には岩石（容積）に対して0.03～0.04%の含量をしばしば示すことがある。

さまざまな実験條件およびその実験成績は，第2表と第3表とに掲げられてある。実験は800°の一定温度，圧力800 kg/cm²で主として行なわれた。さらに水以外のフラックス成分が，花崗岩の熔融に及ぼす影響を解明するために，造岩鉱物類にみられる“液体包有物”の水溶部分の組成に対応する塩類を被実験花崗岩に添加した。

装入塩類の組成（%）

Na_2SO_4 —51.0	$CaSO_4$ —11.3
$NaHCO_3$ —14.0	$MgSO_4$ — 8.0
KCl —12.4	NaCl — 3.3
	100.0

第2表 装入塩類および水の含量によつて異なるKavak-tau産花崗岩の熔融成績

装入量 (%)	水 (%)	ガラス化	実験時間
3.8	7.4		45
2.2	7.4		22
0.1	7.4		22
2.2	12.0		45
2.2	7.4		22
2.2	5.0		22

（温度800°，圧力800 kg/cm²）

実験成績によれば，熔融は装入塩類の存在によつて，著しく増進するとともに，その量と組成とに相関関係がある。各花崗岩の熔融の開始は，その組成の特性によつて異なつてくる。

Kavak-tau産の花崗岩では，熔融はH_2O 7.4%および装入塩類の2.2%の含量で起ることを示したEldzhurty産の花崗岩では，類似の條件下で同量の装入塩類によつて熔融しないが，実験條件の（熔融状態での）放置時間では，花崗岩は12%のH_2Oを含む場合には，塩類の装入を行なわなければ熔融しない。そこで2.2%のフラックスを添加すると，花崗岩は熔融する。少量のNaFを導入すると，花崗岩の熔融は著しく促進され，他種のフラックス成分の干与によつて熔融温度が著しく低下する（第2図）。例えばNaF 0.3%を添加した際には，花崗岩は（装入）塩類が1.5%および7.4%の含量の水に存在すると熔融する。Kavak-tau産の花

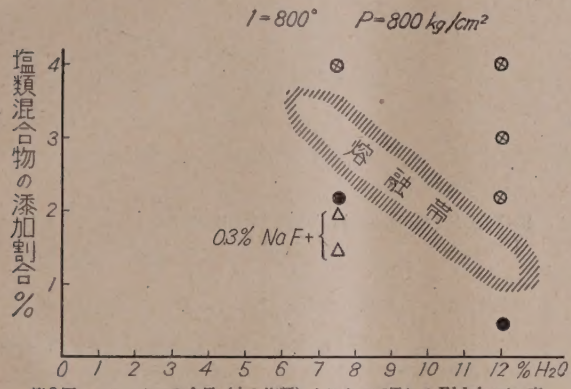
第3表 装入塩類および水の含量によつて異なるKavak-tau産花崗岩の熔融成績

圧力 (kg/cm²)	温度 (°C)	装入量 (%)	水 (%)	NaF (%)	H_3BO_3	ガラス化
800	800	4.0	12.0	—	—	
800	800	3.0	12.0	—	—	
800	800	2.2	12.0	—	—	
800	800	0.5	12.0	—	—	
800	800	—	12.0	—	—	
1800	650	2.2	12.0	—	—	
800	800	4.0	7.4	—	—	
800	800	2.2	7.4	—	—	
800	800	2.0	7.4	0.3	—	
800	800	1.5	7.4	0.3	—	
700	800	1.5	7.4	0.2	0.2	

実験（放置）時間 22 時間

崗岩は Eldzhurty 産の花崗岩よりも容易に熔解する。熔融の開始は装入塩類が 2.2％と 5％との H_2O 中に含まれている場合に確認されている。

Lebedev が参加し，intensifierを利用して行なわれた実験によると，Eldzhurty産の花崗岩は，塩類を装入しないで，含水状態のまゝで，温度 800°C，P＝2,000 kg/cm² の加圧の下では $5^1/_2$ 時間，P＝3,000 kg/cm² では $4^1/_2$ 時間で，それぞれ熔解した。しかし温度 700°，圧力 2,000kg/cm² の加圧下では，5 時間放置しても，熔融現象は認められなかつた。圧力をさらに 4,000 kg/cm² に引き上げると，温度 700°C，放置時間 5 時間で，花崗岩が熔融した。



第2図　フラックスの含量（水と塩類）とによつて異なる Eldzhurty 産花崗岩の熔融帯にみられる標式的特性
⊗ ガラス＋結晶類
● ガラスが存在しない
△ ガラス＋結晶類
たゞし組成が一定な塩類装入物質に NaF を補足的に添加した場合

以上の実験成績は次のことを示している。温度 800°，圧力 800 kg/cm² オーダは，被検花崗岩が上述のフラックス物質の存在によつて，1昼夜範囲の時間内に熔融を始めるための充分條件であることが明らかである。実験に利用された装入塩類は，少量の塩化物と炭酸塩類とを添加した液体包有物の“水溶性部分”の塩類の標準組合せにすぎない。したがつて，さらに好ましい添加塩類の組合せを利用すれば，花崗岩の熔融にさらに著しい影響が現われるとともに，フラックスの所要量――水を含む――の低下が計られることが考えられる。花崗岩の熔融過程の研究を押し進めるうえにおいて，きわめて重要な影響を及ぼす因子は，時間すなわち heatingの持続時間である。

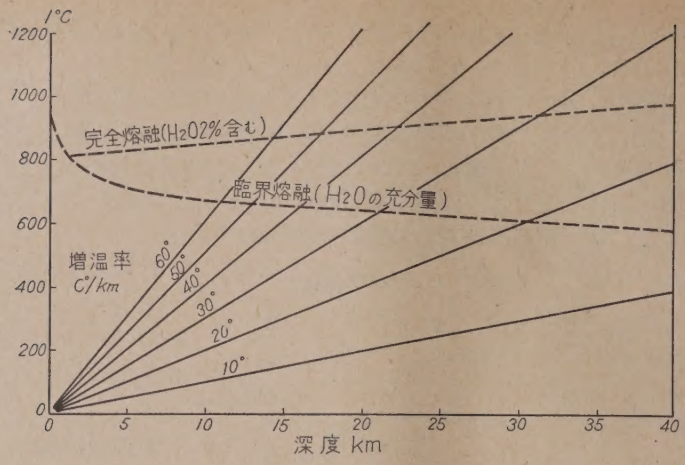
Tuttle および Bowen の天然花崗岩の熔融研究に関するデータ中には，実験（heating）の持続時間が指摘されていない。

課題の條件下で，花崗岩の heating の持続時間を 1昼夜にとり，フラックス――塩類混合物の型態――を含む花崗岩について行なわれた上述の実験では，花崗岩塊の熔融が促進された。このように時間成分は明白な役割を演じている。しかし熔融過程の進行は，フラックス成分（水と塩類）が不足している場合には，顕著に現われないはずである。

第 20 回万国地質学会議における Tuttle および Bowen の報告と，ナシイーで開かれた万国岩石学会における Tuttle の報告には，充分量の水が存在し，圧力 4,000 kg/cm² の加圧の下では，熔融現象は平均成分に近い花崗岩に，温度 640° で始まることが述べられている。完全熔解は，水を 9％以上含む場合に起る。水の含量 2％，温度 640°，圧力 4,000 kg/cm² の場合には，岩石の約 20％が液体状態に移行する。

Tuttle は次のような問題を提起している。すなわち，水以外に，他種の揮発性成分が存在するものと仮定すると，たとえこの場合正確な温度が知られなくても，熔融温度を引き下げるどころか，むしろ他種の全揮発性成分が熔融温度を事実において引き下げないことが考えられる。しかし上述の塩類型のフラックス添加による温度の低下が疑わしい場合でも，花崗岩の熔融過程を研究する際には，この種現象を見落すことはできない。すなわち塩類の役割は存在する。したがつて将来の研究では，天然現象のこの面を明らかにすべきである。

Tuttle は地熱データを基にして，花崗岩の部分融解および完全融解の起る深度の興味ある図表を求めている（第3図）。



第3図 地下増温率および H_2O の含量と花崗岩の完全・部分熔融の発達深度との相関関係 (Tuttle 1955)

この場合，地下増温率は深度とともに増加し，平均値は1 km 6°のオーダにとられている。この考え方は実際上のデータで完全に裏付けられていないようである。Tuttle 自身も若干疑問をもつている。したがつて結論はノーブルのデータによつている。このデータは深度の増大に伴なつて水分が放出され，岩石の絶縁性（熱に対する）が強まり，そのために地下増温率が上昇するような現象で裏付けられている。地下増温率からみれば，次のような結論が求められる。

熔融開始深度，熔融温度 640°，地下増温率 1 km に対して 30° にとれば 2.1 km にあたる。たゞし揮発性成分が充分量存在するものとする。

地下増温率が 1 km 50° の割合の場合には，650° の温度は 13 km に達する。地下増温率を 1 km 6° にとれば，熔融は深度 12 km で始まる。

完全融解深度は H_2O の含量で決定される。水の含量 9% とすると，1 km 30° の地下増温率の場合には，熔融は 21 km の深所で始まり，完全融解はこの深度で行なわれる。水の含量が少なく，2% とすると，熔融は 21 km で始まるが，完全融解は 31 km に達しないうちは起らない。

1 km 50° の場合には，熔融は，水が充分量存在すると，12 km で起る。しかし水の含量が少なく，2% と仮定すると，完全融解は 17 km の深所で行なわれる。この場合には，岩石の化学的性質が本質的な役割をなすことは明らかである。

部分熔融はきわめて重要な現象である。この條件の下で，岩石が相対的に硬い場合には，再結晶作用が行なわれるとともに，岩石にはある程度の塑性が附与され，流動現象が現われる。したがつて，変成過程の進行にとつて，好ましい條件が発生する。

Tuttle の考え方によれば，1 km 40° 以上の熱勾配は，堆積岩中ですべて出会し，1 km 20° 以下の低熱勾配は楯状地域で認められることを考慮に入れれば，花崗岩の熔融は，むしろ 10～40 km の深度で行なわれる。

熱勾配の評価に基づくこの種の考え方は，論理的である。しかし深度の増大に伴なつて熱勾配の均一性が乱されて，強烈な熱対流が局所的に高まることが除外できないであろう。

この場合には，地熱の局部的上昇地域では，一層上位の造構造階梯で熔融過程の発達が可能となる。

そのほかに，この考え方は花崗岩基体の熔融の主要な因子として，熱因子のみがとられている点で論理的である。すなわち，この考え方は，他の熔融原因についてふれないで，全体的に被融解系の組成を等しいものと考えている。この因子を考慮に入れるならば，花崗岩の熔融深度は著しく補正されて，減少される傾向がある。

地質調査所月報 第10巻 第3号 目 次

報 文

伊豆大島の地質に関する 2, 3 の事実

鳥取県小鴨鉱山の含ウラン鉱床，とくにコッフィナイトの同定と産状について

福島県雲水峰周辺地域の地質およびペグマタイト調査報告

岩手県野田玉川鉱山における放射能ならびに電気探鉱調査

岡山県大笹鉱山・阿部鉱山物理探鉱調査報告

岡山県柵原鉱山産磁硫鉄鉱の磁気的性質

宮城県鳴子・川渡・中山平温泉について

大分県筑後川水系大山川谷山・杖立川杖立発電用ダム地点地質概査報告

概 報

北海道天塩・北見地方川砂鉄鉱床概査報告

資 料

造構造物理学のモデル化方法について

鉛の同位元素解析データによる花崗岩の生成年代と変成作用とについて

地質調査所への連絡は

本 所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地 電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地 電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1條西18丁目 電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地(仙台逓産局内) 電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町 (名古屋逓産局内) 電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地 電話 大阪 (94) 3969番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地 (広島逓産局内) 電話 中（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市六番町1の2 (四国逓産局内) 電話 高松 5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2の19番地 (通産省福岡合同庁舎内) 電話 西局（2）6743番

昭和34年2月23日 印 刷

昭和34年2月28日 発 行

著者権所有 工業技術院地質調査所

印刷者 田 中 春 美
東京都台東区東黒門町3番地

印刷所 合資会社 田中幸和堂印刷所
東京都台東区東黒門町3番地

U. D. C. 55(05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 10 FEBRUARY 1959 No. 2

CONTENTS

T. Sakamoto, I. Imai, A. Mizuno, Y. Sumi & M. Inoue : Cenozoic Strata in the Southern Part of the Toyama Sedimentary Basin 1

T. Mitsunashi, N. Yasukuni & Y. Shinada : Stratigraphical Section of the Kazusa Group along the Shores of the Rivers Yōrō and Obitsu 9

K. Oyama : Fossil Molluscan Succession of Lower Pleistocene in Chiba Prefecture 25

M. Sasaki : On the Coal Affected by the Thermal Metamorphism through the Intrusion of the Igneous Rock in the Tagawa District, Chikuhō Coal Field, Kyūshū 29

K. Motojima, T. Makino & S. Maki : Reconnaissance Survey of Coal Field Gas in the Yūbari District of the Ishikari Coal Field, Hokkaidō 37

J. Suyama, H. Kobayashi & S. Takagi : Report of the Electrical Prospecting at Seigoshi Mine, Shizuoka Prefecture 49

J. Suyama & M. Sugiyama : Report on the Electric Prospecting for Shimokawa Deposit, Shirataki Mine, Kōchi Prefecture 61

M. Saitō & Y. Watanabe : On the Mercury Ore Deposit of Yunosawa Mine Kamikawa-gun, Hokkaidō 67

N. Fujii : On the Omura Clay Deposits, Nagasaki Prefecture 73

M. Saitō : Sulphur Deposits of Atosanupuri Mine, Kawakami-gun, Hokkaidō 79

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 10, No. 2, 1959